UNIVERSITÉ DE LAUSANNE — FACULTÉ DES SCIENCES

GÉOLOGIE DU MASSIF DE L'ARPILLE

THÈSE

présentée à la Faculté des Sciences
de l'Université de Lausanne pour obtenir le grade
de Docteur ès Sciences
par

PIERRE BLANC
géologue

Presses Centrales Lausanne
1976

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546816_0002

GÉOLOGIE
DU MASSIF DE L'ARPILLE

UNIVERSITÉ DE LAUSANNE — FACULTÉ DES SCIENCES

GÉOLOGIE DU MASSIF DE L'ARPILLE

THÈSE

présentée à la Faculté des Sciences
de l'Université de Lausanne pour obtenir le grade
de Docteur ès Sciences
par

PIERRE BLANC

géologue

Presses Centrales Lausanne
1976

IMPRIMATUR

Université de Lausanne

Faculté des Sciences

Vu le rapport présenté par le jury d'examen, composé de MM. les Professeurs Arthur Escher, directeur de thèse, Marcel Burri et Arnold Bersier, experts, Georges Brunisholz, président du jury, le Conseil de Faculté autorise l'impression de la thèse de M. Pierre Blanc, géologue diplômé de l'Université de Lausanne, intitulée «Géologie du massif de l'Arpille».

Lausanne, le 25 juin 1976.

pour le Doyen de la Faculté des Sciences
Georges Brunisholz, vice-doyen

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

TABLE DES MATIERES

Résumé 5
Avant-propos 8

1. INTRODUCTION 9
1.1. Situation géographique et géologique 9
1.2. Travaux antérieurs 12

2. LES GNEISS 16
2.1. Description générale 16
2.2. Gneiss à biotite 17
2.3. Gneiss leucogranitiques 17
2.4. Gneiss fins 18
2.5. Gneiss à yeux amphiboliques 19
2.6. Gneiss homogènes à 2 micas 19
2.7. Relations texturales entre les minéraux des gneiss 20
2.8. Relation des gneiss des massifs de l'Arpille et de Fully 20

3. LES CIPOLINS 22
3.1. Description générale 22
3.2. Lits carbonatés 23
3.3. Lits feldspathiques à diopside 26
3.4. Paragenèses à orthose ou trémolite 33
3.5. Rétromorphoses tardives 38
3.6. Hypothèses sur l'origine et l'évolution des cipolins 39
3.7. Disposition des affleurements de cipolin 40
3.8. Les cipolins de Litro-Tête Noire 41
3.9. Les cipolins de la région Gremou-Mont d'Ottan-Charavex-la Cheutse 42
3.10. Les cipolins du Sex, de la Gouille Verte et du Mont de l'Arpille 43
3.11. Les cipolins de l'arête S du massif de l'Arpille 44
3.12. Les cipolins des Marécottes, des Bioles et de la Jeur Brûlée 46

3.13. Les cipolins de la Preisa, de l'Amplo et de la Crêta 46
3.14. Relation entre les affleurements de cipolin du massif de l'Arpille 47

4. LES AMPHIBOLITES 50
4.1. Description générale 50
4.2. Les fissures à chlorite 51
4.3. Les amphibolites des Planards 54
4.4. Les amphibolites du Gotreu, du Coeur, de Charavex et du pâturage de l'Arpille 56
4.5. Les amphibolites de la région de la Gouille Verte 57
4.6. Le niveau d'amphibolite de la galerie Châtelard-Ravoire 57
4.7. Relation entre les affleurements d'amphibolite du massif de l'Arpille 58
4.8. Hypothèses sur l'origine des amphibolites 59

5. LES MICRODIORITES 64
5.1. Description générale 64
5.2. Situation des microdiorites et relation avec les autres roches du massif 65
5.3. Hypothèses sur l'origine des microdiorites 68

6. LES PEGMATITES ET LES APLITES 69
6.1. Introduction 69
6.2. Les filons pegmatitiques et aplitiques des Couronnes 69
6.3. Les pegmatites et les aplites de la région de la Preisa et de Tête Noire 70
6.4. Hypothèses sur la formation des pegmatites et des aplites 71

7. LES MINERALISATIONS HYDROTHERMALES 72
7.1. Description générale 72
7.2. Hypothèses sur la genèse des filons hydrothermaux 75

8. FACIES METAMORPHIQUES 77
8.1. Résumé des observations 77
8.2. Métamorphisme principal 78
8.3. Rétromorphoses à orthose ou trémolite 81
8.4. Rétromorphoses tardives 84
8.5. Datation des phénomènes métamorphiques 85

9. TECTONIQUE 89
9.1. Introduction 89
9.2. Les déformations antéhercyniennes 90
9.3. Les déformations hercyniennes 95
9.4. Les déformations du Carbonifère supérieur 97
9.5. Les déformations alpines 100
9.6. Structure générale du massif 101

10. QUATERNAIRE - LES RELIEFS ET DEPOTS GLACIAIRES 104

11. QUATERNAIRE - LES PHENOMENES GRAVIFIQUES POSTGLACIAIRES 108
11.1. Le basculement des têtes de couches 108
11.2. Le glissement de Ravoire 109
11.3. Les glissements de la Treutse à l'Aille 118
11.4. Les écroulements du Mont d'Ottan 123

12. HYDROLOGIE ET HYDROGEOLOGIE 130
12.1. Introduction 130
12.1. Pluviométrie 130
12.3. Hydrographie 133
12.4. Les sources 133
12.5. Ecoulements souterrains 134

13. CONCLUSIONS 138

BIBLIOGRAPHIE 140

RESUME

Le massif de l'Arpille fait partie des massifs cristallins externes. Il est essentiellement formé de gneiss, avec quelques niveaux de cipolin parallèles à la schistosité. Ces roches appartiennent à la série des Aiguilles-Rouges, telle qu'elle a été définie entre autre par R. Laurent et R.Chessex (1968) et proviennent du métamorphisme d'une ancienne série sédimentaire détritique, de composition assez variable. Cette série devait être constituée principalement de grès plus ou moins argileux et de marnes, avec quelques niveaux de calcaire probablement discontinus et concentrés dans une même zone de la série. Des tufs volcaniques semblent aussi s'être déposés à une période bien déterminée. Il est probable que les microdiorites représentent des roches volcaniques contemporaines du dépôt des sédiments. Malgré les tentatives de datation des zircons, l'âge de cette série nous est totalement inconnu.

Notre étude pétrographique a confirmé l'origine très complexe de cette série dans laquelle les niveaux de cipolin permettent l'observation de plusieurs paragenèses successives. On remarque donc une succession de phénomènes métamorphiques dont il n'est pas toujours aisé d'établir l'âge et la chronologie. Les principaux évènements métamorphiques et tectoniques sont les suivants :

- un métamorphisme régional antéhercynien dont les transformations sont caractéristiques d'une profondeur de 15 km environ (4 kb) et d'une température de 660° environ, c'est-à-dire avec un gradient géothermique de 45°/km; ces transformations minéralogiques et l'apparition de la schistosité sont à l'origine des caractéristiques principales de composition et de texture des roches actuelles

- un rétrométamorphisme probablement hercynien, lié à une intense fracturation du massif et à des échanges chimiques dus à la formation des granites; alors que la température (env. 560°) était plus faible que lors de l'orogenèse précédente, la pression semble avoir été plus forte (env. 6 Kb) et le gradient géothermique ne serait donc probablement que de 25 à 30°/km; cet épisode métamorphique correspond vraisemblablement au métamorphisme des séries verte et satinée du S du massif des Aiguilles-Rouges

- des rétromorphoses tardives datant de la fin de l'orogenèse hercynienne et de l'orogenèse alpine, marquées par un enrichissement en quartz et l'apparition de filons de prehnite, sulfures, fluorine, etc...; ces filons ont suivi des clivages d'orientations hercynienne et alpine.

Le massif est divisé en plusieurs blocs par de grandes failles hercyniennes et alpines; certaines zones sont intensément disloquées par les fractures verticales qui ont même provoqué une lamination complète de la roche aux abords du synclinal de Chamonix. D'autres zones permettent cependant encore d'observer une structure très isoclinale avec des niveaux caractéristiques de cipolin et d'amphibolite, ces 2 roches formant des bancs qui ne peuvent être liés entre eux.

Des phénomènes de basculement et de glissement affectent une partie importante de la surface du massif. Le versant de Ravoire a glissé au retrait glaciaire et la zone du Sommet des Vignes s'est remise en mouvement au début du XV^{e} siècle.

HISTOIRE GEOLOGIQUE DU MASSIF DE L'ARPILLE

Ages	Orogenèses / Séries	Roches de l'Arpille	Déformations	Métamorphisme : Pression	Température	Gradient
	OROGENESE ALPINE	———	clivages, failles	rétromorphoses tardives		
Secondaire	Série de l'autochtone	———				
Carbonifère supérieur	Série du synclinal de Salvan	filons hydrothermaux	failles mylonitiques			
235-365 M.A. (datations Pb-α)	OROGENESE HERCYNIENNE Granites du massif des Aiguilles-Rouges	filons d'aplite et de pegmatite	microfracturation, failles	rétromorphoses locales env. 6 Kb (?)	env. 560°	25-30°/Km
?	Séries verte et satinée	———				
420-550 M.A. (datations Pb-α)	OROGENESE ANCIENNE		schistosité plis isoclinaux migmatisation	métamorphisme principal env. 4 Kb	env. 660°	45°/Km
	Série des Aiguilles-Rouges	actuellement : gneiss, cipolins, amphibolites, microdiorites				

AVANT-PROPOS

Notre étude du massif de l'Arpille a débuté en 1966 dans le cadre d'un travail de diplôme portant sur l'extrêmité SW du massif. Captivé d'emblée par l'intérêt de cette zone, et sur les conseils de M. le Professeur R. Woodtli, nous avons ensuite étendu notre recherche à l'étude pétrographique de l'ensemble du massif.

L'étude détaillée de la pétrographie des roches métamorphiques du massif de l'Arpille a permis d'établir certaines relations très importantes entre divers phénomènes orogéniques successifs. Mais elle a surtout montré que seule une étude globale de la géologie de cette région pourrait aboutir à des résultats réalistes. Nous tenons à exprimer notre profonde reconnaissance à M. le Professeur A. Escher qui a accepté la direction de notre travail dans cette nouvelle orientation.

Nous devons aussi les plus vifs remerciements à notre maître, M. le Professeur A. Bersier, dont nous avons été l'assistant de 1969 à 1973. C'est à lui que nous devons tout notre métier de géologue et nous garderons toujours envers lui une très grande dette de reconnaissance.

Nos remerciements vont aussi à M. le Professeur M. Burri qui nous a d'emblée manifesté son intérêt et ses encouragements pour nos recherches sur l'évolution postglaciaire des versants.

Nous tenons encore à remercier ici l'Institut de Géodésie et Mensuration de l'EPFL, la société Motor Columbus et nos collègues et amis qui ont facilité notre travail par leur aide ou leurs encouragements.

1. INTRODUCTION

1.1. Situation géographique et géologique

Les massifs cristallins externes forment une série d'unités qui sont les témoins d'une ancienne chaîne anté-alpine constituant actuellement le socle de la chaîne alpine (fig.1). On distingue les massifs suivants :

- Argentera - Mercantour
- Pelvoux
- Grandes-Rousses
- Belledonne
- Aiguilles-Rouges - Mont-Blanc
- Gastern - Aar - Gothard

La région étudiée fait partie du massif des Aiguilles-Rouges, séparé du massif du Mont-Blanc par un synclinal formé de roches mésozoïques très déformées, le synclinal de Chamonix (fig.2). De plus, le massif des Aiguilles-Rouges est coupé par des synclinaux de sédiments carbonifères datés du Westfalien D et du Stéphanien par des fossiles, selon W.S. Jongmans (1960). Le massif Arpille-Fully est un de ces massifs, séparé du reste des Aiguilles-Rouges par le synclinal carbonifère de Salvan-Dorénaz; il forme donc une unité géologique bien individualisée.

Dans les gneiss du massif des Aiguilles-Rouges, comme dans les autres massifs d'ailleurs, certains auteurs ont défini plusieurs séries, essentiellement d'après la nature pétrographique des roches. R. Laurent et R. Chessex (1968), dans leur travail de synthèse sur le "Paléozoïque dans les Alpes occidentales", distinguent donc :

- "Un socle précambrien supérieur (série de Fully)"
- "Des formations profondément métamorphisées et migmatisées, d'âge paléozoïque inférieur (série des Aiguilles-Rouges)"
- "Un cristallin hercynien (séries verte et satinée)"
- Des granites dont la mise en place date de l'orogenèse hercynienne.

Le massif Arpille-Fully se situe à cheval sur les deux rives du Rhône, dans la région de Martigny; notre étude concerne la partie méridionale. C'est donc un massif métamorphique antécarbonifère

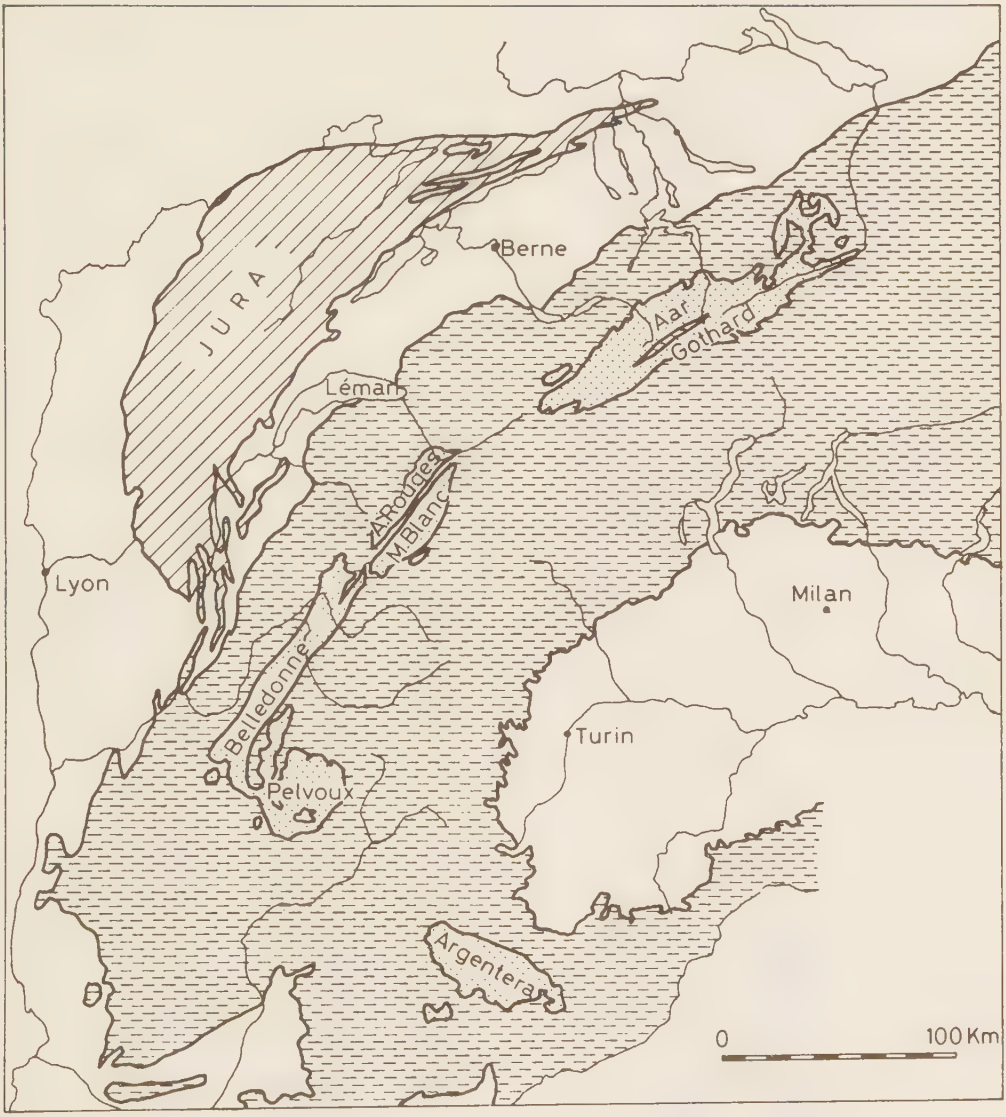


Fig.1. Situation des massifs cristallins externes dans les Alpes (d'après J. Debelmas et M. Lemoine, 1964).

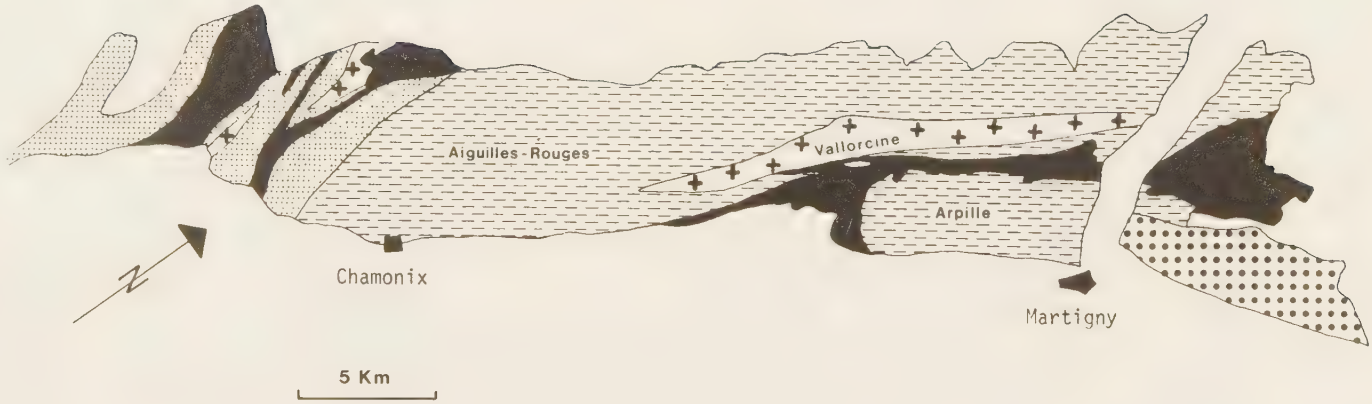


Fig.2. Situation du massif de l'Arpille dans le massif des Aiguilles-Rouges (d'après J. Bellière, 1958, D. Krummenacher, 1959 et R. Laurent, 1967).

(antéstéphanien) séparé du massif des Aiguilles-Rouges par le synclinal de Salvan et limité au SE par le synclinal de Chamonix (fig.2).

Le massif de l'Arpille défini par ses limites géologiques, est aussi bien individualisé par des limites géographiques correspondantes. C'est une montagne de forme rectangulaire allongée SW-NE. Ses limites sont formées sur deux de ses côtés par la vallée du Trient, au NE par la vallée du Rhône et au SE par la Combe de Martigny.

1.2. Travaux antérieurs

Situé au coeur des Alpes, le massif de l'Arpille a suscité l'intérêt des géologues depuis longtemps. Les premières observations importantes sont celles du genevois H.B. de Saussure (1779), illustre physicien, minéralogiste, géologue et alpiniste. Il décrit dans ses célèbres "Voyages dans les Alpes", la coupe de la vallée du Rhône, de Martigny à St-Maurice, où il distingue le "poudingue de Vallorsine" des roches métamorphiques qu'il appelle "pétrosilex". Ses observations sont remarquables, compte tenu des connaissances de l'époque, et il est le premier à observer à Tête Noire un affleurement de "marbre veiné à grains brillans" qu'il appelle "cipolino".

La coupe dès lors célèbre de Martigny à St-Maurice attire de nombreux géologues et donne lieu encore à la fin du XVIII^{e} siècle aux descriptions de M.T. Bourrit (1781) et du comte G. de Razoumovsky (1784). R. Töppfer (1844) rencontre trois géologues près de Tête Noire et les décrit avec ironie dans ses "Nouvelles genevoises", mais il conclut : "Toutefois, s'il m'arrive d'éviter les géologues, j'aime en tout temps la géologie".

"Pour l'utilité des voyageurs" qui visitent la région, la "Carte physique et minéralogique" de J.B. Raymond "est spécialement destinée à servir de complément" à l'ouvrage de H.B. de Saussure.

Les travaux de L.A. Necker (1828), L. Agassiz (1838) et J.D. Forbes (1843) apportent quelques précisions sur la nature des roches de la région et sur les dépôts morainiques, mais il faudra attendre plus

de 60 ans après le travail de H.B. de Saussure pour trouver de nouvelles données importantes sur la région dans l'étude de M. Fournet (1846). Celui-ci reprend la description de la coupe de Martigny à Evionnaz et étudie particulièrement les schistes métamorphiques. Il signale dans les éboulis du Mont d'Ottan des calcaires à idocrase, mais malheureusement, cette découverte lui fait commettre deux erreurs qui subsisteront dans les travaux de plusieurs de ses successeurs. En effet, il attribue ces calcaires au Lias et suppose que l'idocrase provient d'un métamorphisme de contact.

A. Favre (1848, 1867) donne de la région une description plus complète que celles de ses prédécesseurs. Il cherche vainement dans les éboulis du Mont d'Ottan les calcaires décrits par M. Fournet et finit par supposer qu'ils n'existent pas. Cette erreur d'observation lui fait rejeter l'hypothèse selon laquelle les roches de la région sont mésozoïques, ce qui montre qu'on peut arriver à une conclusion exacte sur la base d'observations et de raisonnements erronés. Le travail de A. Favre (1867) donne cependant de très intéressantes observations sur les blocs erratiques de Ravoire.

Le contact des schistes cristallins et des roches du synclinal carbonifère de Salvan est un des principaux sujets abordés par H. Gerlach (1871) et E. Renevier (1890). La discordance au contact de ces 2 ensembles est fort bien observée par le premier à Tête Noire.

La seconde moitié du XIX^{e} siècle est marquée par l'attrait pour "l'histoire naturelle" et les Alpes voient passer de nombreuses excursions géologiques qui empruntent fréquemment la vallée du Trient ou le col de la Forclaz. Les récits de ces excursions sont relatés dans quelques comptes-rendus, les plus intéressants étant peut-être ceux de A. Favre (1875) et E. Renevier (1881). S. Meunier (1882), alors aide-naturaliste au Muséum d'Histoire naturelle de Paris, organise des excursions géologiques à travers l'Europe, dont la publicité est assurée par les journaux ou des affiches. Une de ces excursions, particulièrement fréquentée, amène les amateurs de géologie dans la région du Mont-Blanc et propose une visite des gorges du Trient.

A. Bonard (1901) étudie la pétrographie des terrains métamorphiques sur la rive droite du Rhône. Dans le massif de l'Arpille lui-même, E. Ketterer (1912) attribue de nouveau les cipolins au Lias, reprenant ainsi l'erreur de M. Fournet. Son travail fantaisiste fait intervenir des failles imaginaires pour étayer des hypothèses sans rapport avec la réalité.

M. Lugeon et E. Jérémine (1913) découvrent de nombreux affleurements de cipolin qu'ils attribuent à une couche unique formant des synclinaux pincés.

J. Meyer (1916) étudie les roches de la rive gauche du Trient, entre Vernayaz et Salvan. Ses descriptions des amphibolites et des filons pegmatitiques sont d'une précision admirable.

M. Lugeon et N. Oulianoff (1922, 1923) sont les premiers à mettre en évidence des phénomènes de mouvements gravifiques dans le versant SE du massif. Leurs observations montrent à propos du travail de E. Paréjas (1921) "les erreurs que ce phénomène peut faire commettre".

La première étude géologique complète du massif de l'Arpille est publiée par N. Oulianoff (1924). C'est à lui que nous devons aussi l'essentiel des connaissances actuelles sur les massifs des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc.

L'histoire des glaciers locaux et la description des blocs erratiques avaient déjà été esquissées par L. Agassiz (1838), A. Favre (1867), F. Nussbaum (1915) et A. Steiner (1931). Le travail de O. Hess (1935) analyse en détail la position de banquettes glaciaires de la vallée du Trient. Si les observations de l'auteur témoignent d'un travail méticuleux, l'interprétation qui en découle ne tient malheureusement pas du tout compte des données de l'époque sur l'évolution des glaciers alpins et l'histoire du glacier du Trient proposée par O. Hess relève de la pure fantaisie. Cette étude sera reprise de façon plus réaliste par N. Oulianoff (1945)

Récemment, des hypothèses sur la subdivision des roches du massif de l'Arpille en deux séries distinctes ont été avancées par D. Krummenacher (1959) dans une description de la prolongation du massif sur la rive droite du Rhône. Les résultats de datations publiés par le même auteur (D. Krummenacher, P. Bordet et P. Le Fort, 1965) quelques années plus tard semblent lui avoir fait renoncer à cette subdivision.

Le percement d'une galerie réalisée dans le cadre de l'aménagement du barrage du Grand-Emosson a permis à D. Jamier (1975) de procéder à une étude détaillée de la fracturation et de l'hydrogéologie du massif.

2. LES GNEISS

2.1. Description générale

Le massif de l'Arpille, comme le massif des Aiguilles-Rouges auquel il était lié avant la formation du synclinal carbonifère, est presque intégralement formé de gneiss provenant du métamorphisme d'une importante série schisto-gréseuse. Cette origine sédimentaire est confirmée par les traces de "graded-bedding" observées par C.E. Wegmann aux environs de Chamonix (observation citée par D. Krummenacher, 1959, p.173). Ces gneiss ont déjà été largement décrits, par exemple dans les travaux de N. Oulianoff (1924), R. Dhellemmes (1954), J. Bellière (1958), D. Krummenacher (1959) et M. Gysin (1962).

Ils se présentent ici comme des roches extrêmement variables, avec des passages très rapides d'un type à l'autre; la roche prend alors un aspect lité ou rubané. Cependant, les variations sont généralement progressives et la plus grande partie de la roche présente des caractères intermédiaires entre les diverses roches typiques. Il n'est pas possible d'observer une continuité des niveaux de gneiss sur une grande distance, contrairement à la continuité mise en évidence par N. Oulianoff pour les cipolins et les amphibolites. Ces caractéristiques des gneiss, ainsi que la dislocation du massif et la mauvaise qualité des affleurements nous ont obligé à renoncer à cartographier séparément les divers types de gneiss. Nous décrirons cependant dans les pages qui suivent les gneiss les plus typiques, les autres faciès représentant des termes intermédiaires.

Ces gneiss sont affectés par des phénomènes migmatitiques d'intensité très variable, déjà largement décrits par D. Krummenacher (1959) dans les massifs de Fully et de l'Arpille. Il ne nous a cependant jamais été possible d'observer l'évolution dans l'espace de ces phénomènes, la migmatisation étant antérieure aux tectoniques hercyniennes et alpines qui ont profondément morcelé le massif.

2.2. Gneiss à biotite

Une partie importante du complexe de roches métamorphiques du massif de l'Arpille est formée de ces gneiss à biotite, essentiellement constitués de quartz, plagioclase, feldspath potassique et biotite . La proportion de ces minéraux peut varier considérablement, de même que la dimension des cristaux. Leur texture est schisteuse, parfois litée ou oeillée.

Généralement, le plagioclase consiste en albite-oligoclase avec une composition ne dépassant que rarement 15 % An. La teneur en chaux peut s'élever à proximité des roches calciques telles que les cipolins et les amphibolites. Le plagioclase est toujours saussuritisé, l'intensité de ce phénomène augmentant avec sa basicité.

Le feldspath potassique est généralement abondant dans les zones à pegmatites fréquentes.

2.3. Gneiss leucogranitiques

La bordure SE du massif de l'Arpille est formée de gneiss relativement pauvres en micas et à foliation très peu marquée. A l'affleurement, ils ne se distinguent cependant pas beaucoup des autres gneiss, car ils sont affectés par un clivage d'âge alpin très accentué, parallèle à l'orientation générale du synclinal de Chamonix. Ces roches ont déjà été décrites dans cette région par D. Krummenacher (1959) sous le nom de granodiorites à texture planaire.

L'aspect de ces gneiss leucogranitiques est très variable suivant l'intensité du laminage alpin. Au contact du synclinal de Chamonix ils sont feuilletés, les minéraux étant fortement broyés, mais on observe un passage progressif à des roches d'aspect massif lorsqu'on se dirige vers l'intérieur du massif. Dans les zones les moins laminées, on remarque que ces gneiss sont beaucoup plus homogènes que les gneiss à biotite.

Les minéraux constitutifs essentiels sont le plagioclase (albite-oligoclase), le quartz et généralement du feldspath potassique plus récent. Bien que peu abondante, la biotite joue un rôle important dans l'apparition du clivage. Les gneiss leucogranitiques du flanc SE du massif de l'Arpille ont d'abord été considérés, sous le nom de granodiorites, comme des roches de même origine que les autres roches du massif, mais particulièrement migmatisées (D. Krummenacher, 1959). Le même auteur les a attribués ultérieurement à un socle plus ancien (D. Krummenacher, P. Bordet et P. Le Fort, 1965). Le rapport de ces roches avec le reste du massif sera discuté au par. 2.8.

A notre avis, la structure peu ou non-orientée des gneiss leucogranitiques provient de la composition originelle de ces roches. Il doit peut-être s'agir d'anciennes arkoses, beaucoup moins sensibles au métamorphisme que les autres sédiments plus pélitiques.

2.4. Gneiss fins

Les gneiss fins sont des roches à structure massive dont la foliation ne se distingue que difficilement à l'oeil nu. Ils sont souvent associés à d'autres roches, en alternances rubanées, particulièrement aux gneiss à biotite et aux cipolins. Comme ces derniers, les gneiss fins forment parfois des couches continues sur plusieurs dizaines de mètres. Leur couleur est verdâtre ou violacée, suivant l'état de chloritisation de la biotite.

Si l'observation macroscopique ne nous indique que peu de choses sur la texture et la composition de ces gneiss, l'étude microscopique, par contre, montre qu'il s'agit de gneiss fins à micas bien orientés. Les minéraux constitutifs sont le plagioclase, la biotite et le quartz. Plus basique que dans les autres gneiss, le plagioclase présente généralement une composition de 30 à 40 % An, ce qui correspond à l'andésine. Le feldspath potassique et la hornblende sont parfois assez abondants.

Les gneiss fins ont été appelés "cornéennes" par certains auteurs, à cause de leur aspect macroscopique corné. Nous n'avons pas conservé ce terme, généralement réservé à des roches ayant subi un métamorphisme de contact et qui risquerait d'introduire une confusion.

2.5. Gneiss à yeux amphiboliques

Dans les gneiss, particulièrement au contact ou dans le prolongement des cipolins, on observe parfois l'apparition de petits yeux vert-foncé très nombreux. Sous le microscope, ces yeux apparaissent comme des amas lépidoblastiques de cristaux de hornblende. Le reste de la roche a une composition et une texture correspondant généralement aux gneiss fins ou aux gneiss leucogranitiques.

Il est possible, comme nous le verrons au par. 3.11, que les yeux d'amphibole représentent d'anciens gravillons calcaires métamorphisés et étirés.

2.6. Gneiss homogènes à 2 micas

Ce sont les "gneiss injectés" cartographiés par N. Oulianoff (1951), particulièrement abondants sur le flanc NW du massif, au contact du synclinal carbonifère.

A l'affleurement, ils se présentent en masse non différenciée. Sur les échantillons, ces gneiss montrent aussi une remarquable homogénéité : ils sont gris, avec des cristaux de taille très régulière; les surfaces parallèles à la foliation paraissent très micacées.

Au microscope, on voit que la roche est essentiellement constituée par du quartz, du plagioclase, du feldspath potassique, de la biotite et de la muscovite. Elle peut aussi contenir des minéraux opaques. La muscovite est généralement un minéral primaire, au même titre que la biotite. Cependant, aux abords des pegmatites, on peut observer le développement de muscovite secondaire, souvent de grande taille et d'orientation quelconque.

Ces gneiss ont subi une endomigmatisation ayant conduit à une homogénéisation poussée et il faut peut-être, à la suite de R. Dhellemmes (1954) et D. Krummenacher (1959), les considérer comme des "embréchites" selon la définition de J. Jung et M. Roques (1952).

2.7. Relations texturales entre les minéraux des gneiss

La foliation des gneiss est marquée par la disposition parallèle des lamelles de micas. Les feuillets sont généralement assez continus et la foliation s'observe facilement à l'oeil nu. En revanche, dans les gneiss fins, les micas sont uniformément répartis dans la roche, ce qui explique l'allure massive de ces roches.

Les relations texturales des principaux minéraux ont été étudiées dans le massif des Aiguilles-Rouges par J. Bellière (1958). Nous ne ferons ici que résumer les observations et conclusions de cet auteur, les gneiss de l'Arpille présentant des textures en tous points semblables à celles qui ont déjà été décrites :

"Les contacts entre la biotite et le plagioclase présentent assez fréquemment des imbrications (...) faisant penser à une corrosion de la biotite par le plagioclase. Mais il semble bien que ces associations soient réciproques, c'est-à-dire que certains aspects amèneraient à considérer, inversement, une corrosion du plagioclase par la biotite. Il en est de même des relations de la biotite avec le quartz et le feldspath potassique".

"Les gneiss ont été le siège d'une corrosion du plagioclase par le feldspath potassique. Ce phénomène est absolument général; il intéresse toutes les roches à feldspath potassique et montre une ampleur considérable dès que ce minéral est tant soit peu abondant".

"Inversement, du plagioclase s'est formé au détriment du feldspath potassique. Mais contrairement au cas précédent, ce phénomène n'est pas général".

"Les structures d'association quartz-feldspaths montrent l'existence de phénomènes de remplacement réciproques et ce, au sein des mêmes roches".

2.8. Relations des gneiss des massifs de l'Arpille et de Fully

La prolongation du massif de l'Arpille sur la rive droite du Rhône par le massif de Fully a été décrite par E. Poldini (1937) et D.Krummenacher (1959). Les roches du massif de l'Arpille s'y retrouvent avec cependant une augmentation importante des roches à foliation peu ou pas marquée,

décrites sous le nom de granodiorites.

Une autre particularité importante du massif de Fully est la présence abondante de cordiérite pinitisée. Ce minéral se rencontre aussi, bien que beaucoup plus rarement, dans les gneiss du N du massif de l'Arpille, particulièrement dans la région Gueuroz-Vernayaz.

Les gneiss des massifs de l'Arpille et de Fully forment donc un même ensemble dans lequel on remarque les variations latérales suivantes :

- la foliation s'efface en direction de l'E, la roche passant alors d'un gneiss schisteux à une granodiorite
- la proportion de cordiérite pinitisée augmente du S vers le N; ce minéral n'apparaît qu'au N du massif de l'Arpille et devient de plus en plus abondant du S au N du massif de Fully.

L'observation dans le massif de l'Arpille montre que ces deux variations n'ont pas de relation entre elles. En particulier, la cordiérite pinitisée se rencontre surtout dans la région de Gueuroz-Vernayaz, formée de gneiss à biotite à foliation bien marquée.

Il reste malgré tout nécessaire de savoir si la distinction doit être faite dans le massif de l'Arpille entre une "série des Aiguilles-Rouges" et une "série de Fully", comme l'a proposé D. Krummenacher (1959). Cette deuxième série est caractérisée par de la cordiérite abondante, une migmatisation avancée et une différence d'orientation des structures par rapport à celles du reste du massif. Nous verrons au chapitre 9 que les différences d'orientation des structures dans le massif de l'Arpille s'expliquent par les effets des tectoniques hercyniennes et ultérieures. Les roches que D. Krummenacher (1959) attribue à la "série de Fully" sont les gneiss leucogranitiques de la partie orientale du massif, qu'il considère comme plus migmatiques que les autres roches du massif. En fait, comme nous l'avons vu au par.2.3, la texture peu schisteuse de ces roches trouve plutôt son origine dans leur composition antémétamorphique. Les roches migmatisées semblent d'ailleurs être dispersées dans le massif sans règle géométrique apparente.

Les différences d'orientation des structures, la migmatisation et la présence de cordiérite ne sont donc pas du tout liées et ne permettent donc pas de définir, dans le massif de l'Arpille, une série particulière du type de celle proposée par D. Krummenacher (1959).

3. LES CIPOLINS

3.1. Description générale

Parmi les massifs cristallins externes, le massif de l'Arpille-Fully est réputé pour la relative abondance des niveaux de cipolin, aussi décrit sous le nom de calcaire métamorphique. L'étude détaillée du terrain a permis de découvrir plusieurs nouveaux affleurements de cipolins ou de roches calciques dont le rôle est prépondérant pour l'interprétation de la structure du massif.

Les cipolins de l'Arpille ne forment pas un type de roche homogène à composition minéralogique bien caractéristique. Il s'agit en fait de roches généralement rubanées, où alternent en proportion très variable des lits essentiellement carbonatés, des lits formés de silicates calciques et parfois des lits de gneiss banals. L'épaisseur de ces lits varie de quelques mm à quelques dm et à l'affleurement la roche a, comme l'écrit N. Oulianoff (1924), un aspect de "pâte feuilletée" dû aux différences de solubilité en surface des divers lits. Sur les cassures ou sur les échantillons sciés, le rubanement est mis en évidence par des différences de couleur très nettes, caractéristiques des compositions minéralogiques des lits.

Cette roche principalement constituée de calcite et de silicates calciques a été successivement décrite sous les noms de "cipolino" par H.B. de Saussure (1779), "calcaire" par M. Fournet (1846), "marbre" par M. Lugeon et E. Jérémine (1913) et "calcaire ancien" par N. Oulianoff (1924). Sans vouloir renier définitivement le nom de "calcaire", nous pensons que cette dénomination s'applique de préférence à des roches à proportion élevée de carbonates, et d'origine sédimentaire certaine. L'adjonction d'un qualificatif tel que "ancien" ou "métamorphique" montre bien que le calcaire a été transformé, mais la dénomination a alors un sens génétique qu'il convient encore d'éviter, puisque nous n'avons aucune preuve formelle de l'origine de la roche. Nous préférons donc, pour leur description générale, le nom de "cipolin" dont le sens purement descriptif correspond mieux à la roche observée.

La principale description pétrographique des cipolins est due à N. Oulianoff (1924) qui a signalé une abondance de minéraux. Nous avons cherché à établir les relations mutuelles entre ces divers minéraux, leur répartition dans les lits et les rapports chronologiques entre les paragenèses identifiables.

Nous décrirons séparément dans les paragraphes suivants les divers types de lits formant les cipolins et les paragenèses métamorphiques intervenues après le métamorphisme paroxysmal. La chronologie des phénomènes qui sont à l'origine de ces paragenèses est la suivante :

Paragenèse :	Métamorphisme :	Déformation :
calcaires (sédimentaires)	-	-
calcite labrador - diopside grenat-idocrase A auréoles amphiboliques (?) scapolite (?)	faciès à amphibolite	plissement isoclinal
idocrase B-trémolite-orthose épidote-trémolite-orthose calcite	faciès schistes-verts	fracturation
quartz-prehnite	hydrothermal	fracturation

3.2. Lits carbonatés

L'étude de la structure et de la texture de la partie carbonatée des cipolins, généralement grossièrement cristallisée, montre que la cristallisation de la calcite est postérieure à celle de la plupart des minéraux silicatés. Sous le microscope, on observe une matrice formée de grands cristaux de calcite dans laquelle flottent souvent des minéraux ou des débris de roche de dimension et de composition très variables. L'étude de certaines coupes minces et surtout

l'observation des affleurements nous expliquent leur origine. Il s'agit en fait le plus souvent de débris détachés des autres lits et mélangés à la calcite lors de la dernière phase plicative, ou de boudins formés par l'étirement des lits silicatés.

La texture des niveaux de calcite est particulièrement intéressante dans les zones affectées par des plis de style cylindrique (fig.3). Dans ce cas, la calcite n'est pas du tout déformée alors que les niveaux silicatés sont intensément plissés et très souvent tronçonnés.

fig.3. Niveaux silicatés plissés et fracturés dans de la calcite

La calcite se présente donc comme un minéral de cristallisation récente et on peut se demander si elle était préexistante ou si elle est due à des phénomènes de rétromorphose. Comme nous le verrons plus loin, la formation de la trémolite et celle de la prehnite ont pu s'accompagner de l'apparition de calcite. Si ces phénomènes peuvent expliquer la présence d'une faible quantité de calcite, la majeure partie de celle-ci doit cependant avoir une origine ancienne, antémétamorphique. On remarque en effet que les zones de cipolins rubanés plissés isoclinalement et qui ne sont pas affectées par des phénomènes métamorphiques ou tectoniques ultérieurs présentent des lits de calcite aussi plissés isoclinalement. Ces lits existaient donc déjà avant la phase métamorphique paroxysmale, contemporaine des plis isoclinaux.

Les essais de coloration des carbonates par une solution acide d'alizarine rouge montrent qu'il s'agit de calcite. Cette composition est d'ailleurs confirmée par les 4 analyses de N. Oulianoff (1928) qui ont montré une proportion maximum de 0,2 % de magnésie. On rencontre cependant parfois des zones de carbonates légèrement brunâtres et présentant un indice supérieur à celui de la calcite. Il doit probablement s'agir d'ankérite.

Si la plupart des minéraux silicatés dispersés dans les zones carbonatées proviennent de la désagrégation de lits silicatés, certains minéraux semblent cependant avoir cristallisé directement dans la calcite, avant la recristallisation de celle-ci. C'est le cas du grenat (probablement grossulaire), associé ou non à l'idocrase, et qui forme des lentilles dépassant parfois 1 m.

L'étude des propriétés optiques et des relations de l'idocrase avec les autres minéraux montre que ce minéral se présente sous 2 formes différentes qui ne sont pas contemporaines. Pour les distinguer dans le texte, nous parlerons de l'idocrase A et de l'idocrase B. Sur les échantillons comme sur le terrain, il n'est pas toujours facile de distinguer l'idocrase brun-rose du grenat qui est plus franchement brun et légèrement plus foncé. Sous le microscope, ces deux minéraux se ressemblent aussi beaucoup; le grenat a cependant un relief légèrement plus fort et il est totalement isotrope, alors que l'idocrase présente une légère anisotropie. L'idocrase que nous avons mentionnée ci-dessus et qui est associée et contemporaine au grenat, est celle que nous conviendrons d'appeler idocrase A. Elle est généralement uniaxe négative avec parfois une faible biaxie anormale, 2V pouvant atteindre 10°. Nous examinerons au par.3.4 les propriétés de l'idocrase B qui est associée à des paragenèses ultérieures.

Les humites ont aussi cristallisé directement dans la calcite. Elles sont surtout fréquentes dans le massif de Fully où elles ont été signalées par L. Déverin (1937) et D. Krummenacher (1959). Dans le massif de l'Arpille qui en est la prolongation méridionale, ce minéral est beaucoup plus rare, et ne se rencontre que dans les cipolins du N du massif, en particulier à Charavex. Sous le microscope, on constate que ces minéraux sont généralement jaunes et pléochroïques, parfois incolores, avec une biréfringence d'environ 0,035.

Les humites ne s'observent cependant que rarement, car elles sont fortement ou totalement transformées en serpentine.

3.3. Lits feldspathiques à diopside

Comme nous l'avons vu au début de ce chapitre, les cipolins sont souvent constitués par une alternance rubanée de lits divers parmi lesquels les lits silicatés sont les plus fréquents. Lorsqu'ils ne sont pas affectés par les phénomènes de rétromorphose, ces lits silicatés sont essentiellement composés de feldspath et de diopside.

Les lits feldspathiques à diopside sont les plus fréquents dans les cipolins. Leur composition est assez variable, surtout quant à la présence du quartz. Dans le massif des Aiguilles-Rouges, J. Bellière (1958) a décrit des roches très semblables à ces lits sous le nom de granulite. Nous éviterons cependant d'utiliser ce terme qui implique une idée de faciès dans l'esprit de la plupart des pétrographes. L'étude des paragenèses rencontrées montre en effet que le faciès à granulite n'est pas atteint dans ces roches.

Par leur aspect macroscopique, ces lits rappellent des quartzites, leur couleur blanc-verdâtre pouvant devenir plus ou moins jaunâtre suivant l'état d'altération du diopside.

Sous le microscope, on trouve que les minéraux constitutifs principaux sont le plagioclase et le diopside, tandis que le quartz et la calcite existent parfois en quantité importante. Le sphène, ainsi que des sulfures ou des oxydes de fer, sont toujours présents, en quantité minime.

Le plagioclase, toujours largement saussuritisé ou partiellement remplacé par de la scapolite, comme nous le verrons plus loin, n'est que rarement déterminable. Les quelques déterminations optiques, toujours imprécises, montrent qu'il s'agit de plagioclase plutôt basique (60 à 65 % An). Dans certains lits, le plagioclase cède la place, partiellement ou totalement, à une orthose perthitique.

De dimension très variable, le diopside est généralement assez corrodé, et parfois considérablement altéré en calcite. Nous examinerons plus loin la transformation de ce pyroxène en trémolite.

Selon J. Bellière (1958), ces lits proviendraient du métamorphisme de "sédiments de nature argilo-calcaro-gréseuse et pourraient correspondre par exemple, dans un stade moins évolué, à des grès à ciment argilo-dolomitique". Les compositions minérales des niveaux feldspathiques à diopside de l'Arpille, légèrement différentes de celles des roches décrites par J. Bellière, correspondraient à des grès marneux.

Le contact des niveaux feldspathiques à diopside et des gneiss encaissants montre une particularité qu'il est intéressant de décrire soigneusement. En effet, il apparaît presque toujours une zone de contact riche en amphibole qui s'observe facilement, tant à l'affleurement qu'en coupe mince. Cette observation n'est pas nouvelle. De tels phénomènes ont déjà été décrits par J. Bellière (1958) dans le massif des Aiguilles-Rouges et étudiés en détail par P. Misch (1964) dans le massif de l'Himalaya.

Cette zone de contact est particulièrement nette dans les calcaires rubanés et plissés du chemin de Litro. Les lits feldspathiques à diopside forment des niveaux cristallins blancs ou très légèrement verdâtres ou jaunâtres. Les gneiss encaissants sont très fins, ce qui leur a valu parfois le nom de cornéennes et leur schistosité n'est pas observable à l'oeil nu. Leur couleur violacée ou verte suivant l'état de chloritisation de la biotite et leur structure très fine les différencient des niveaux feldspathiques à diopside.

Entre ces 2 types de lits, on observe presque toujours un liseré ponctué de petits cristaux noirs d'amphibole, dont l'épaisseur peut varier de 1 à 10 mm. Lorsque les niveaux feldspathiques à diopside se présentent en lentilles dans les gneiss, ce qui est fréquent, la zone à amphiboles forme alors une auréole continue autour de la lentille.

P. Misch (1964), qui a étudié des roches calc-silicatées très semblables dans le massif de l'Himalaya, attribue l'origine de

ces lits amphiboliques uniquement à la composition de la roche avant le métamorphisme, sans faire intervenir de phénomènes de migration. L'observation montre cependant, tant dans les roches étudiées par P. Misch que dans celles du massif de l'Arpille, que la présence de la hornblende à la place du diopside n'est localisée qu'au contact des gneiss et des lits feldspathiques à diopside, et ne se rencontre pas, par exemple, au milieu de ces derniers. Le remplacement du diopside par la hornblende est donc probablement plutôt dû à une migration du fer, abondant dans les gneiss, vers l'intérieur des niveaux feldspathiques à diopside. Cette migration ne s'est faite que sur une épaisseur restreinte (rarement supérieure à 1 cm).

Dans certaines zones à plis isoclinaux abondants, on observe localement une alternance de rubans gneissiques et de rubans feldspathiques à amphibole qui doivent être considérés de même comme des zones de contact à amphibole. Ce type de roche, qui se trouve généralement en bordure ou aux extrêmités des niveaux de cipolin, ne doit pas être confondu avec les amphibolites dont nous donnerons la description plus loin et dont l'origine est différente.

Une autre particularité importante des lits feldspathiques à diopside est le remplacement du plagioclase par de la scapolite, sous l'effet d'une haute pression de CO_2. Nous pouvons observer sous le microscope que ce minéral se développe aux dépens du plagioclase en petits prismes ressemblant passablement à de la séricite, avec laquelle il a d'ailleurs été parfois confondu. Mais l'orientation de ces petits cristaux est généralement commune dans un individu de plagioclase et on observe souvent l'apparition de grands cristaux de scapolite aux contours indistincts. La scapolitisation des plagioclases basiques est donc un phénomène bien caractéristique qu'il ne faut pas confondre avec la saussuritisation qui est beaucoup plus tardive

Notre détermination de la scapolite dans la série isomorphe marialite (Ma)-méïonite (Me) est basée sur les propriétés optiques du minéral, essentiellement sur la biréfringence. La correspondance entre les valeurs de la biréfringence (ou des indices) et le pourcentage de méïonite (Me) a été étudiée par de nombreux auteurs dont

N. Sundius (1916), A.N. et H. Winchell (1951), W.E. Tröger (1952), D.M. Shaw (1960) et H.H. Ulbrich (1973). La fig.4 montre que la relation biréfringence - % méïonite présente une forte dispersion due à des variations dans les proportions de CO_3^{--}, Cl^-, SO_4^{--}, F^-, OH^-, etc... Pour les scapolites normales, c'est-à-dire conformes à la définition de L.M. Borgstrom, la relation est linéaire. Par contre, la biréfringence augmente lorsque le rapport CO_3/Cl_2 augmente. A.N. et H. Winchel et W.E. Tröger ont proposé deux courbes de biréfringence correspondant aux scapolites normales et aux scapolites fortement carbonatées (fig.4).

Sous le microscope, les scapolites de l'Arpille apparaissent incolores. Les petits prismes présentent une extinction droite avec un allongement positif par rapport à un clivage fin unique. La biréfringence déterminée sur 14 coupes minces varie de 0,025 à 0,030, ce qui nous indique, pour un rapport CO_3/Cl_2 élevé, une composition de 45 à 55 % Me qui correspond à la limite entre le dipyre et la mizzonite.

Sur le terrain, la répartition de la scapolite dans les niveaux de cipolin peut s'observer facilement à l'aide d'une source lumineuse ultra-violette, ce minéral produisant alors une lumière orange très vive. Cette luminescence serait due, selon E. Iwase (1940), à la présence de traces d'uranium.

Le problème de la relation entre la composition des scapolites et des plagioclases qui leur sont associés a été étudié successivement par D.S. Korzhinskii (1945), T.E.W. Barth (1952), D.M. Shaw (1960), D.I. Pavlov (1962) et A.A. Marakushev (1964), ces auteurs obtenant des résultats souvent très différents.

D.M. Shaw (1960) a rassemblé sur un graphique (fig.5) les compositions de plagioclases et de scapolites de 18 roches où ces minéraux semblent en équilibre. Pour cet auteur, il n'existe aucune relation linéaire entre les compositions de ces 2 minéraux.

Si nous admettons que la formation des scapolites est due uniquement à un excès de $CaCO_3$ lors de la formation des plagioclases, nous pouvons décrire la relation qui lie ces deux minéraux comme suit :

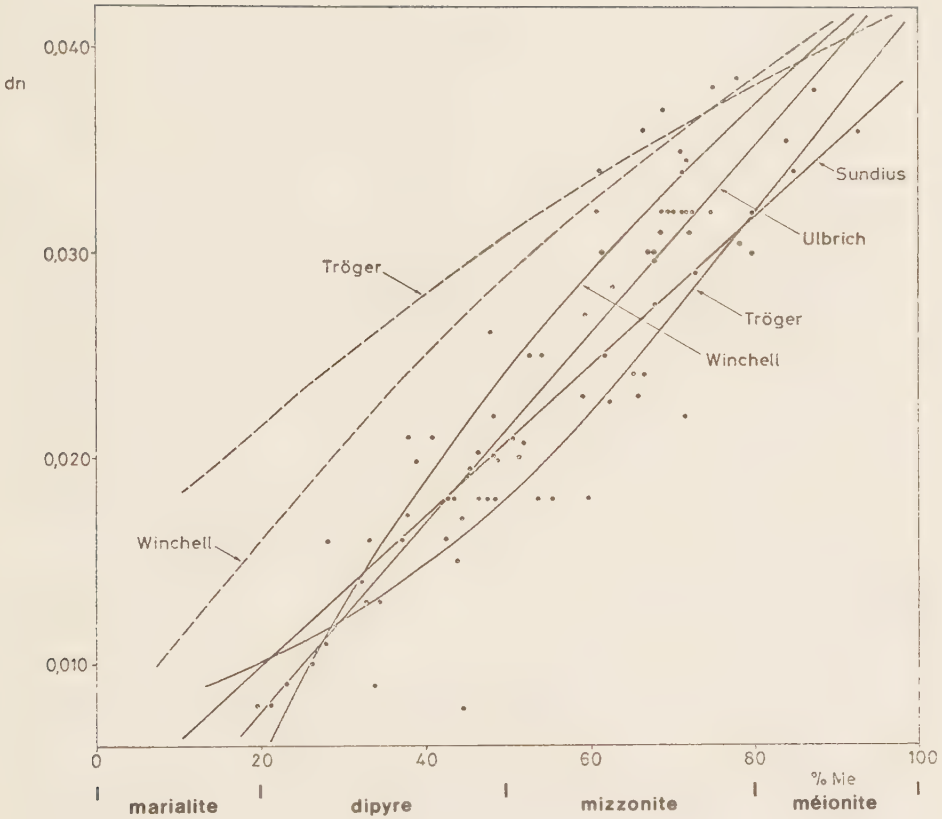


Fig.4. Biréfringence (dn) des scapolites en fonction de leur composition (% Me).

——— scapolites normales

– – – – – – – scapolites carbonatées

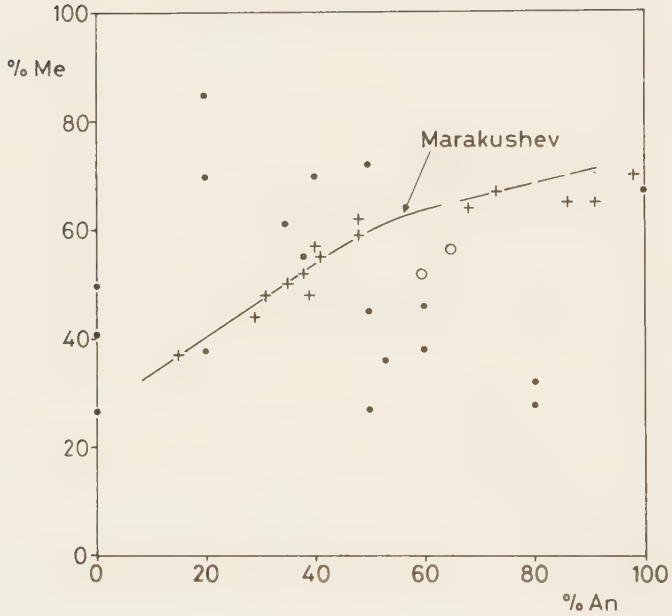


Fig.5. Composition des scapolites et des plagioclases qui leur sont associés, d'après D.M. Shaw (1960) et A.A. Marakushew (1964).

- • D.M. Shaw (1960)
- + A.A. Marakushew (1964)
- o massif de l'Arpille

A plagioclase (m% An) + B calcite → scapolite (n% Me) + C quartz
avec m = (7n - 100) / (7 - n/100)
A = 7 - n/100 B = 1 + n/100 C = 4(1 - n/100)

Dans le cas des scapolites du massif de l'Arpille qui ont une composition moyenne n = 50 % Me, la composition du plagioclase devrait être m = 40 % An environ.

A.A. Marakushev (1964) a étudié le diagramme d'équilibre du système de phase en fonction de la température lors de la formation de la scapolite. Les compositions des scapolites et des plagioclases de ce diagramme correspondent à celles de la courbe de la relation liant ces deux minéraux (fig.5). Cependant, pour cet auteur, la scapolite n'est pas toujours en équilibre avec le plagioclase qui l'accompagne, cet équilibre ne pouvant exister que dans certaines roches très peu scapolitisées, ce qui expliquerait la bonne concordance des compositions citées par lui, alors que les exemples de D.M. Shaw ne montrent pas de correspondance.

En fait, les cas où la scapolite et le plagioclase sont en équilibre sont en effet fort rares. Dans le massif de l'Arpille, nous ne disposons que de deux échantillons dans lesquels il est possible d'observer simultanément ces deux minéraux. Ces observations ont été faites dans des échantillons prélevés à la limite de gneiss à biotite et de zones de contact amphiboliques scapolitisées. Dans ces gneiss, le plagioclase saussuritisé est parfois encore déterminable; il s'agit de labrador (60-65% An). La scapolite a pour sa part une composition de 50% Me environ, ce qui n'est pas conforme à la relation établie par A.A. Marakushev.

Cette absence de relation entre la composition de la scapolite et du plagioclase vient en premier lieu de ce que ces deux minéraux ne sont probablement pas en équilibre, la pression de CO_2 devant être passablement plus faible dans les gneiss que dans les cipolins au moment de leur formation.

Il faut aussi remarquer que les scapolites se rencontrent toujours dans les zones de contact amphiboliques séparant les gneiss des

lits feldspathiques à diopside, ou aux abords immédiats de ces zones. On peut donc penser qu'il existe une relation entre la formation de la scapolite aux dépens du plagioclase d'une part, et de la hornblende aux dépens du diopside d'autre part. La scapolite ne se serait donc pas formée selon l'équation citée plus haut et conforme à la théorie de A.A. Marakushev, mais selon un processus lié à la formation de la hornblende.

D'après le travail de synthèse de M.D. Shaw (1960), les scapolites peuvent apparaître dans la plupart des faciès métamorphiques, du faciès à zéolites au faciès à granulite ou au faciès à sanidine, mais elles sont le plus généralement associées à des paragenèses typiques du faciès à amphibolite, dans lesquelles le plagioclase est alors remplacé par la scapolite.

La relation liant les scapolites aux zones de contact amphiboliques montre que la formation de ce minéral doit probablement être attribuée au métamorphisme du faciès à amphibolite. La scapolite serait donc contemporaine des autres minéraux de ce faciès, tels que le labrador, le diopside, la hornblende, etc...

Un autre phénomène lié au métamorphisme du faciès à amphibolite est caractérisé par de petits filons remplis de diopside contemporain de celui qui est présent dans le reste de la roche. Ces filons d'orientation variable, mais souvent parallèles au litage, se rencontrent surtout dans les lits feldspathiques à diopside, mais peuvent aussi parfois couper les gneiss adjacents. Ces fissures cicatrisées par du diopside doivent probablement être attribuées à des phénomènes de fracturation hydraulique.

3.4. Paragenèses à orthose ou trémolite

Les cipolins ont subi par place des déformations et des transformations minéralogiques importantes depuis leur formation dans le faciès à amphibolite. Les plagioclases basiques des niveaux feldspathiques à diopside se sont alors trouvés dans des conditions physiques et peut-être chimiques incompatibles avec leurs conditions d'équilibre, ce qui a probablement déjà provoqué leur saussuritisation.

Les minéraux de la famille de l'épidote, résultant de la transformation des plagioclases basiques des cipolins, ont aussi contribué à la cicatrisation de fissures, souvent en association avec de l'orthose. Sur les échantillons, le remplissage de ces fissures se présente comme des filons verdâtres. Ces minéraux peuvent aussi apparaître au sein de la roche où ils représentent alors le produit de transformations dans des zones fracturées. La formation des minéraux de la famille de l'épidote aux dépens du plagioclase basique peut être schématisée par la réaction classique suivante :

$$3\ CaAl_2Si_2O_8 + CaCO_3 + H_2O \rightarrow 2\ Ca_2Al_3(O/OH/SiO_4/Si_2O_7) + CO_2$$

anorthite	calcite	épidote
303 cm^3	37 cm^3	282 cm^3

On observe cependant que les minéraux de la famille de l'épidote sont presque toujours accompagnés par de la trémolite provenant de la transformation du diopside (fig.6), la paragenèse caractéristique étant alors :

épidote - trémolite - orthose

La réaction qui a donné naissance à l'épidote et à la trémolite pourrait être la suivante :

$$9\ Ca(Al_2Si_2O_8) + 5\ CaMg(Si_2O_6) + 4\ H_2O \rightarrow 6\ Ca_2Al_3(O/OH/SiO_4/Si_2O_7) +$$

anorthite	diopside	épidote
909 cm^3	330 cm^3	846 cm^3

$$+\ Ca_2Mg_5(OH/Si_4O_{11})_2 + 2\ SiO_2$$

trémolite	quartz
266 cm^3	45 cm^3

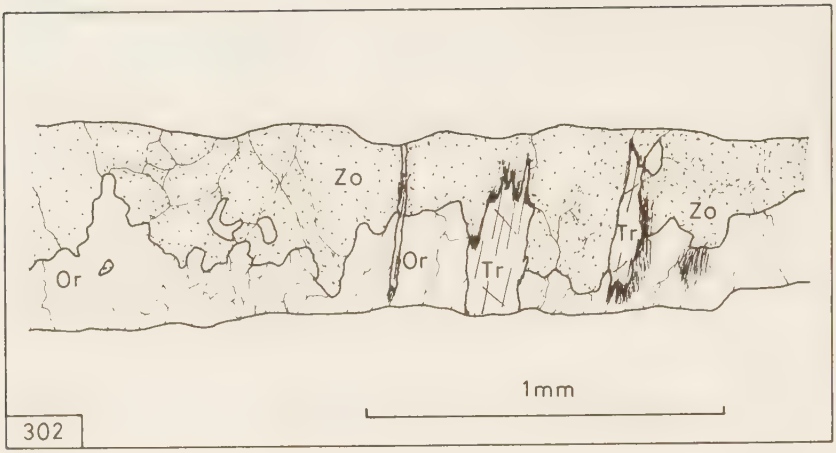


Fig.6 Fissure à zoïsite, orthose et trémolite (coupe mince n° 302)
Or = Orthose, Zo = Zoïsite, Tr = Trémolite

Le diopside peut aussi se transformer directement en trémolite, sans formation simultanée d'épidote, selon la réaction suivante étudiée expérimentalement par P.W. Metz et H.G.F. Winkler (1964) :

$$5\ CaMg(Si_2O_6) + 3\ CO_2 + H_2O \rightarrow Ca_2Mg_5(OH/Si_4O_{11})_2 + 3\ CaCO_3 + 2\ SiO_2$$

diopside	trémolite	calcite	quartz
330 cm^3	266 cm^3	110 cm^3	45 cm^3

Dans ce cas, les cristaux de diopside sont entourés d'un chevelu de fibres de trémolite montrant une orientation préférentielle. On observe alors en coupe mince la présence de 2 "barbes" de trémolite aux extrêmités du cristal de diopside corrodé.

Sous le microscope, ces fibres de trémolite sont incolores et présentent un angle d'extinction maximum de 16° par rapport à leur orientation, avec un allongement positif. Ce minéral est biaxe négatif, avec une biréfringence de 0,023 environ.

Dans ses premiers travaux sur le massif de l'Arpille, N. Oulianoff (1924) a décrit ces fibres accompagnant le diopside, mais a considéré de façon erronée qu'il s'agissait de wollastonite.

On remarque que la transformation du diopside en trémolite, lorsqu'elle ne se fait pas simultanément avec l'apparition de l'épidote, s'accompagne le plus souvent d'une corrosion du grenat et de l'apparition d'idocrase B (voir par.3.2.) Cette idocrase est fréquemment zonée, ce qui n'est jamais le cas pour l'idocrase A.

Les relations entre l'idocrase B et les minéraux qui l'accompagnent ont pu être mises clairement en évidence dans certaines coupes minces : l'idocrase B constitue le remplissage de fissures et résulte d'une réaction dans laquelle le grenat et le diopside qu'il contient en inclusion jouent un rôle déterminant (fig.7). Le prolongement des fissures dans les zones feldspathiques à diopside est occupé par de l'orthose. Au droit des cristaux de diopside, la fissure est tapissée par un chevelu de trémolite qui pénètre en inclusion dans l'idocrase ou dans l'orthose. L'idocrase B apparaît donc avec la paragenèse suivante :

idocrase - trémolite - orthose

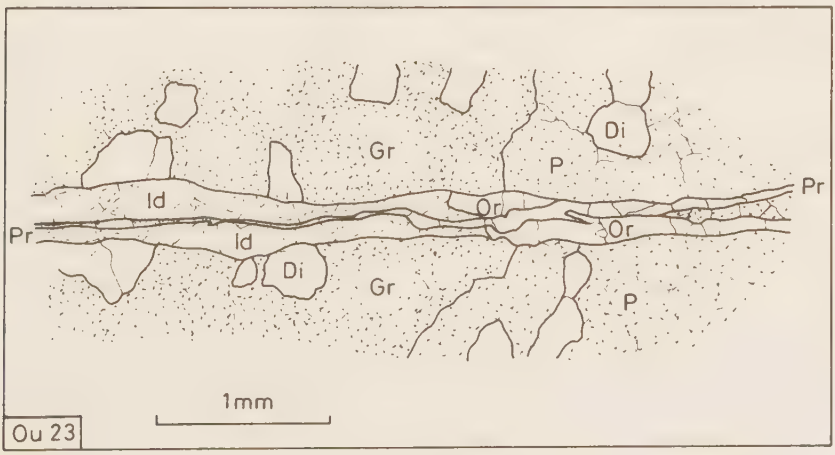


Fig.7. Fissure à idocrase B et à prehnite (coupe mince n° Ou 23).
P = Plagioclase, Or = Orthose, Gr = Grenat, Di = Diopside,
Id = Idocrase B, Pr = Prehnite

On a longtemps considéré que l'idocrase se formait uniquement dans le pyroxène-hornfels faciès du métamorphisme de contact. Les travaux de N.D. Chatterjee (1962) et O. Braitsch et N.D. Chatterjee (1963) ont montré que l'idocrase pouvait apparaître aussi bien dans le faciès schistes-verts que dans le faciès à amphibolite. L'apparition de la paragenèse idocrase-trémolite au détriment du grossulaire est d'ailleurs typique du faciès schistes-verts. Elle se fait selon la réaction suivante, proposée par les auteurs cités ci-dessus :

$$16\ CaMg(Si_2O_6) + 6\ Ca_3Al_2(SiO_4)_3 + 8\ H_2O \rightarrow 2\ Ca_2Mg_5(OH/Si_4O_{11})_2 +$$

diopside 1058 cm³ ; grossulaire 756 cm³ ; trémolite 532 cm³

$$+\ 3\ Ca_{10}Mg_2Al_4[(OH)_4/(SiO_4)_5/(Si_2O_7)_2] + 7\ SiO_2$$

idocrase 1313 cm³ ; quartz 157 cm³

Mais parfois la trémolite n'apparaît pas avec l'idocrase et la réaction pourrait être alors celle proposée par V. Trommsdorff (1968) :

$$2\ Ca_3Al_2(SiO_4)_3 + 2\ CaMg(Si_2O_6) + 2\ CaCO_3 + 2\ H_2O \rightarrow$$

grossulaire 252 cm³ ; diopside 132 cm³ ; calcite 74 cm³

$$\rightarrow Ca_{10}Mg_2Al_4[(OH)_4/(SiO_4)_5/(Si_2O_7)_2] + SiO_2 + 2\ CO_2$$

idocrase 438 cm³ ; quartz 22,4 cm³

L'idocrase B dérive donc directement du grenat, ce qui peut facilement s'expliquer par la structure de ce minéral, telle qu'elle a été mise en évidence par B.E. Warren et D.I. Modell (1931). Ces auteurs ont montré que l'idocrase est formée de colonnes dans lesquelles nous retrouvons la structure du grenat, avec des groupes Si_2O_7 intermédiaires. Un cristal unitaire d'idocrase comprend deux cristaux unitaires de grossulaire auxquels viennent s'ajouter les groupes

$Si_2 O_7$, le Mg, etc... Les deux équations proposées plus haut pour la formation de l'idocrase sont en accord avec cette relation de structure qui implique que 2 grossulaires donnent naissance à une idocrase. La grande similitude des propriétés physiques du grenat de l'idocrase s'explique aussi par l'étroit rapport qui existe entre les structures de ces minéraux.

Nous avons indiqué dans les équations précédentes les volumes d'une molécule-gramme de chacun des constituants non volatils. La transformation du grossulaire en idocrase montre une augmentation de volume de 75 % environ qui se fait partiellement aux dépens du diopside. Le reste de cette augmentation tend à cicatriser les fissures tectoniques au fur et à mesure de leur apparition.

Les équations chimiques montrent aussi que tous les phénomènes métamorphiques décrits dans ce paragraphe peuvent s'expliquer par un métamorphisme topochimique en présence de constituants volatils tel que l'eau et parfois le CO_2. Seuls ces éléments volatils ont pu migrer en mettant à profit les fissures tectoniques auxquelles sont de ce fait liées ces transformations métamorphiques.

3.5. Rétromorphoses tardives

L'étude des coupes minces dans les cipolins du massif de l'Arpille montre des paragenèses plus récentes que celles du faciès schistes-verts, et typiques d'un métamorphisme hydrothermal. Le minéral caractéristique de ces paragenèses est la prehnite, déjà signalée et décrite par N. Oulianoff (1928). Elle peut se présenter dans des conditions assez diverses, mais son apparition semble toujours liée à une fracturation de la roche. La prehnite et les minéraux qui l'accompagnent éventuellement constituent alors le remplissage des fissures (fig.7), mais ils ont pu aussi, dans certains cas, se développer au détriment de zones broyées. La prehnite, en prismes de dimensions très variables, apparaît généralement seule comme remplissage de fissures, mais elle peut aussi parfois être accompagnée par du quartz, et éventuellement de la calcite. Sa biréfringence varie entre 0,012 et 0,025, ce qui montre une faible teneur en Fe^{+++}.

L'apparition de la prehnite a été attribuée par N. Oulianoff (1928) à une pseudomorphose des feldspaths. Cette hypothèse est en accord avec les observations habituelles sur la formation de ce minéral. On remarque cependant dans les cipolins du massif de l'Arpille que la prehnite ne se développe normalement pas dans les lits feldspathiques à diopside, mais dans les zones de grenat. Dans ces zones, les fissures à prehnite voisinent ou recoupent les fissures à idocrase B, aussi formées à partir du grenat (fig.7) et on voit toujours de manière évidente que la prehnite est postérieure à cette idocrase. La prolongation de ces fissures dans les zones dépourvues de grenats est cicatrisée par du quartz.

Il est par contre extrêmement rare de trouver dans une même coupe mince de la prehnite et de l'épidote, cette dernière étant probablement issue des plagioclases. On ne peut donc affirmer de manière certaine que tous les minéraux de la famille de l'épidote sont contemporains de l'idocrase B, certains pouvant aussi s'être éventuellement formés en même temps que la prehnite.

La formation de la prehnite s'est donc probablement faite au détriment du grenat et peut être schématisée par la réaction suivante :

$$Ca_3Al_2(SiO_4)_3 + H_2O + CO_2 \rightarrow Ca_2Al_2[(OH)_2/Si_3O_{10}] + CaCO_3$$

grossulaire		prehnite	calcite
126 cm^3		142 cm^3	37 cm^3

3.6. Hypothèses sur l'origine et l'évolution des cipolins

Les données sur l'origine des cipolins de l'Arpille ont été progressivement effacées par les transformations successives subies par ces roches. Nous savons que le métamorphisme principal, accompagné d'un plissement isoclinal intense, a eu pour résultat la formation d'une roche rubanée faisant alterner des lits de calcite généralement presque pure et des lits feldspathiques à diopside. On peut se

demander si ce rubanage est antémétamorphique ou s'il a été provoqué par un phénomène de réaction ou de différenciation. Sans vouloir trancher la question de manière définitive, nous pensons plutôt que les lits feldspathiques à diopside et les lits carbonatés correspondent à des sédiments métamorphisés de composition originelle différente. Les cipolins seraient donc le résultat du métamorphisme de sédiments lités faisant alterner des grès marneux et des calcaires, dans une série pélitique ayant donné naissance aux gneiss.

Cette série sédimentaire a été métamorphisée dans le faciès à amphibolite avec la transformation des calcaires en cipolins à lits feldspathiques à diopside. C'est probablement aussi ce métamorphisme qui est à l'origine de l'apparition des zones de contact amphiboliques séparant les lits feldspathiques à diopside des gneiss, et de la formation de la scapolite, du grossulaire et de l'idocrase A.

Une orogenèse ultérieure a fait évoluer le massif dans des conditions de métamorphisme différentes ayant provoqué la formation d'assemblages minéraux typiques du faciès schistes-verts. Les transformations minéralogiques ont été facilitées par la pression de vapeur d'eau et parfois de CO_2 et ont été de ce fait beaucoup plus fréquentes aux abords des fissures tectoniques.

Les cipolins ont encore subi des transformations plus récemment, qui ont provoqué la formation de prehnite.

3.7. Disposition des affleurements de cipolin

Les cipolins de l'Arpille se présentent dans les gneiss en lentilles qu'il est possible de suivre sur des distances plus ou moins longues. Ces lentilles ne sont pas dispersées de façon quelconque mais forment, comme l'ont déjà remarqué M. Lugeon et E. Jérémine (1913), des alignements qui peuvent parfois se suivre à travers une partie importante du massif. Ces alignements ont été décrits de façon magistrale par N. Oulianoff (1924). La découverte de nouveaux affleurements de cipolin et les connaissances nouvelles acquises par nos recherches sur la tectonique et les mouvements gravifiques de la région nous obligent cependant à réviser la description des ali-

gnements de lentilles de cipolin de l'Arpille.

Pour leur description, les affleurements de cipolin de l'Arpille peuvent être répartis en 6 groupes, localisés comme suit :

- Litro, Tête Noire (par.3.8)
- Gremou, Mont d'Ottan, Charavex, la Cheutse (par.3.9)
- le Sex, Gouille Verte, Mont de l'Arpille (par.3.10)
- arête S du massif (par.3.11)
- les Marécottes, les Bioles, la Jeur Brûlée (par.3.12)
- la Preisa, l'Amplo, la Crêta (par.3.13)

Les relations entre ces 6 groupes de cipolins seront examinées au par.3.14 consacré à la structure générale du massif.

3.8. Les cipolins de Litro - Tête Noire

Les cipolins de Tête Noire ont été signalés pour la première fois par H.B. de Saussure (1779), puis par H. Gerlach (1871). Sur chaque versant de la vallée du Trient, près du contact avec le Carbonifère du synclinal de Salvan, il est possible d'observer une coupe continue à travers les couches de cipolin grâce aux entailles pratiquées dans le rocher par la route de Chamonix à son arrivée à Tête Noire et par le chemin de Litro. On peut ainsi observer une succession de bandes de cipolin finement rubané, intercalées dans des gneiss fins assez fortement chloritisés.

Par rapport aux autres affleurements du massif de l'Arpille, les cipolins de Litro-Tête Noire ont été relativement peu affectés par les tectoniques hercyniennes et alpines. Ces niveaux ont donc conservé une orientation parallèle à la schistosité générale et peuvent se suivre sur des distances importantes (fig.8). Le principal intérêt des affleurements de Litro et Tête Noire est la présence de plis isoclinaux abondants dont l'observation est grandement facilitée par la qualité des affleurements.

P. Blanc : Géologie du massif de l'Arpille
Les cipolins de Litro et de Tête Noire
Fig. 8
Cipolins
Situation
N
ARPILLE
2 Km
N
50°
Litro
1500
1400
102.500
40°
Le Trient
Tête Noire
40°
1300
40°
1200
1200
La Forclaz
20°
1300
1400
564.500
100 m

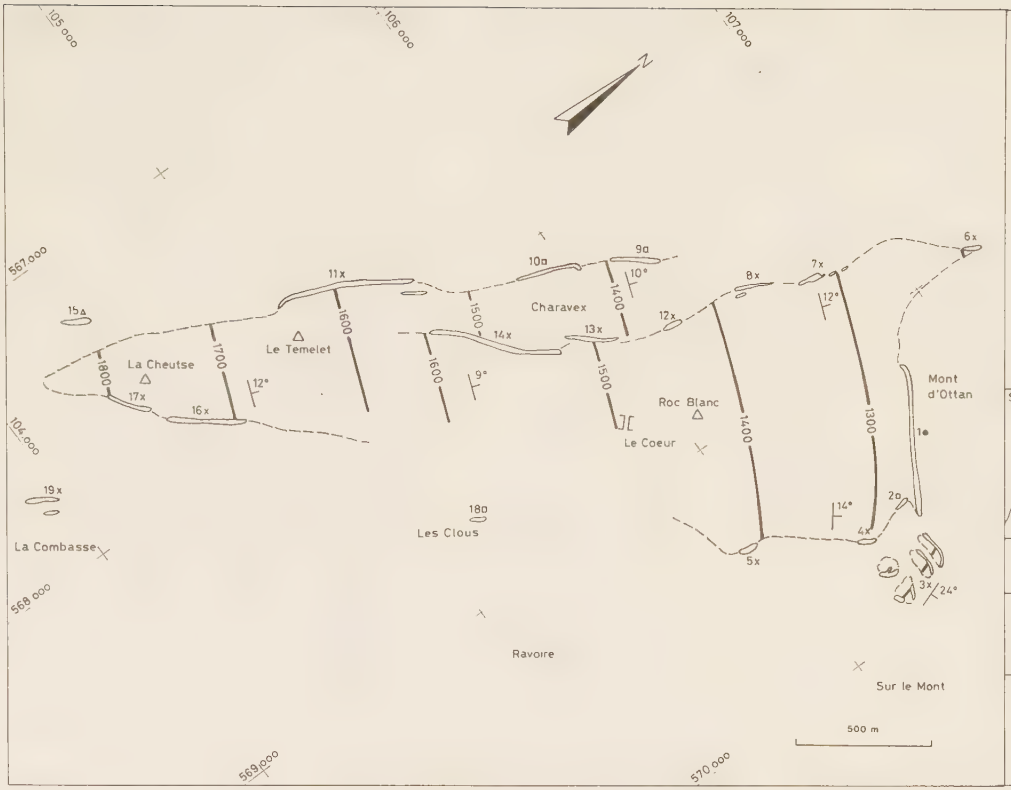
3.9. Les cipolins de la région Gremou - Mont d'Ottan - Charavex - la Cheutse

Les parois abruptes du Mont d'Ottan sont coupées horizontalement par une couche de cipolin épaisse d'une quarantaine de mètres. Les débris de cette roche, qui sont nombreux dans les éboulis formant le bas du versant, ont déjà été signalés par M. Fournet (1846). Cet affleurement est très important pour l'interprétation des relations liant la position des divers affleurements de cipolin du massif de l'Arpille. En effet, non seulement il montre une continuité parfaite sur plusieurs centaines de mètres, mais il se suit aussi au S et à l'W par une série d'autres affleurements plus modestes qui montrent une continuation régulière de la présence de ces cipolins.

La plupart des affleurements de cipolin de cette région sont connus depuis longtemps et ont déjà été décrits. La figure 9 donne leur situation et la référence des travaux dans lesquels ils sont signalés pour la 1ère fois. Parmi ces affleurements, les cipolins situés sous la Cheutse (no.16) étaient déjà connus des habitants de Ravoire bien avant leur découverte par N. Oulianoff, comme en témoignent les restes de fours à chaux qui montrent que ces roches étaient autrefois exploitées. Par contre, le petit affleurement situé près des chalets des Clous (no.18), ainsi que deux affleurements du pâturage de Charavex (nos.9 et 10) n'avaient pas été signalés avant notre étude.

N. Oulianoff (1924) a fort bien décrit la continuité des affleurements de cipolin de cette zone qui forment selon lui un niveau unique et continu. Ce niveau, approximativement horizontal dans les parois du Mont d'Ottan, deviendrait de plus en plus incliné vers le NW en allant en direction du sommet du massif. La pente serait de 30° dans la région de la Cheutse, pour devenir finalement verticale plus loin.

La découverte des nouveaux affleurements de Charavex (nos.9 et 10) montre qu'il n'est pas possible d'affirmer que tous les affleurements sont situés dans un même niveau. Si on admet dès lors que



Affleurement signalé par :

- ● M. Fournet (1846)
- △ M. Lugeon et E. Jérémine (1913)
- x N. Oulianoff (1924)
- □ inédit

Situation

P. Blanc : Geologie du massif de l'Arpille

Les cipolins de Charavex, du Mont d'Ottan et de la Cheutse

Fig. 9

Carte structurale

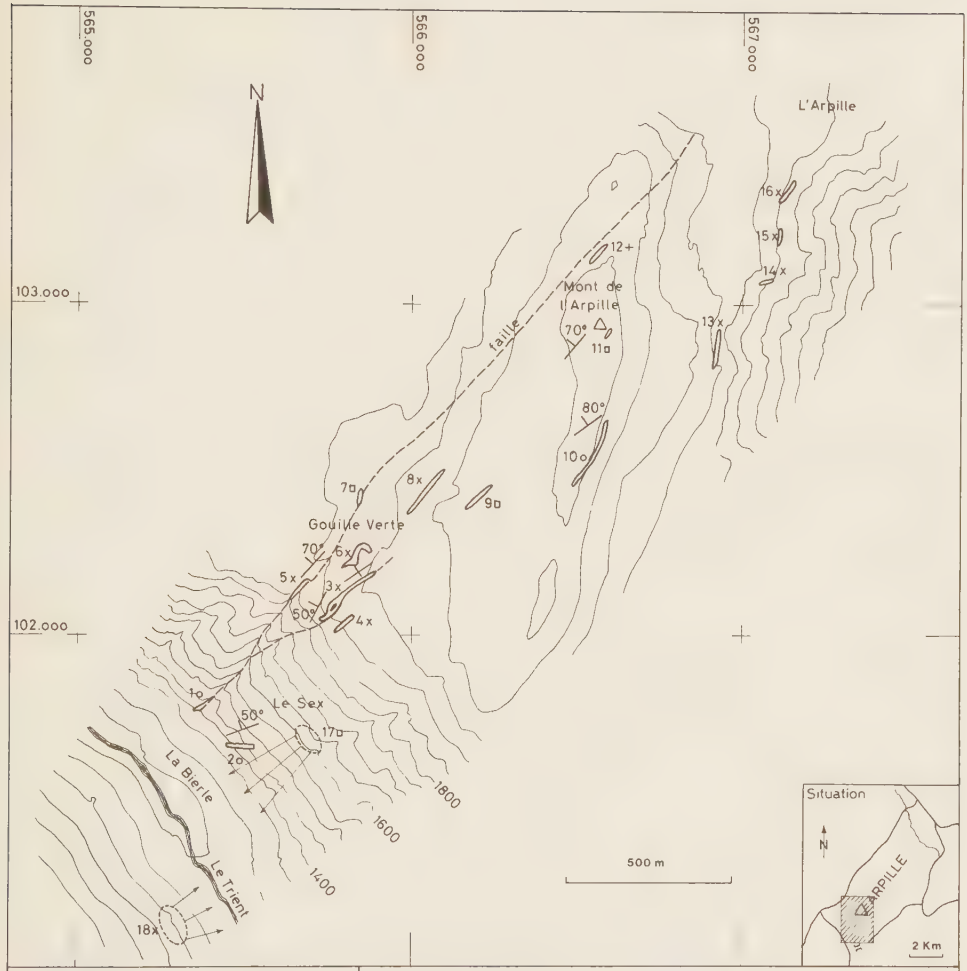
deux niveaux sont superposés, la carte structurale (fig.9) représentant la position de ces niveaux ne montre plus de gauchissement, mais au contraire une structure isoclinale régulière. Les deux niveaux caractérisés par les affleurements de cipolins sont séparés par une dénivellation de 70 m environ et pendent de 10° environ vers le NE.

Les affleurements des Clous (no.18) et de la Combasse (no.19) n'ont intentionnellement pas été utilisés pour l'établissement de la carte structurale citée plus haut. Comme nous le verrons au par. 11.2 ils sont en effet situés dans le vaste glissement de Ravoire. Leur position ne nous renseigne donc pas sur la structure du massif, mais sera par contre mise à profit plus loin pour la détermination des mouvements gravifiques ayant affecté cette zone.

3.10. Les cipolins du Sex, de la Gouille Verte et du Mont de l'Arpille

L'exploration du plateau supérieur de l'Arpille, compris entre la Gouille Verte et le sommet, permet d'observer un grand nombre d'affleurements de cipolins (fig.10) dont la plupart ont été déjà signalés et décrits par N. Oulianoff (1919, 1924, 1951). Notre étude systématique de cette région a permis de repérer 3 affleurements de dimensions modestes (nos.7,9,11) et jamais signalés dans les travaux précédents.

L'étude de la base des parois situées au-dessous de la Gouille Verte et surplombant le Trient permet d'observer 2 bandes de cipolin (nos 1 et 2) signalées par N. Oulianoff (1919, 1924). Nous avons aussi trouvé dans les éboulis de la Bierle de nombreux débris de cipolin qui montrent qu'un ou plusieurs affleurements doivent se situer au SE des affleurements connus. La situation présumée des cipolins qui sont à l'origine des débris trouvés dans les éboulis est située avec le no.17 sur la fig.10. Sur l'autre versant de la vallée du Trient, on trouve aussi beaucoup de débris de cipolin



Affleurement signalé par :

- o N. Oulianoff (1919)
- x N. Oulianoff (1924)
- \+ N. Oulianoff (1951)
- □ inédit

P. Blanc : Géologie du massif de l'Arpille

Les cipolins du Sex, de la Gouille Verte et du Mont de l'Arpille

Fig. 10

dans les éboulis, qui montrent que ces roches doivent se prolonger de ce côté de la vallée.

La cartographie minutieuse de ces nombreux affleurements répartis entre la vallée du Trient et la région du sommet de l'Arpille montre qu'il n'est pas possible d'observer la même continuité que pour les cipolins de la région de Charavex, par exemple. En fait, il s'agit ici de lentilles dispersées de façon quelconque dans une bande longue de plus de 2 km et large de 500 m environ. Cette bande se prolonge d'ailleurs dans le glissement de Ravoire par les 4 affleurements (nos.13 à 16) situés au haut des combes du Ban du Cergneux.

L'observation du pendage des niveaux de cipolin, de toute la zone comprise entre la vallée du Trient et le sommet de l'Arpille, de même que les mesures de schistosité dans les gneiss, permettent d'observer que ces directions sont variables, le pendage allant de 40° vers le NW à la verticale.

La structure de la roche telle qu'elle s'observe sur les affleurements montre l'importance de la fracturation et même du laminage produit dans la zone de ces cipolins par la tectonique alpine. La calcite, qui est normalement grossièrement cristallisée dans les affleurements décrits précédemment, est souvent finement broyée et laminée dans cette zone. L'observation montre même parfois que la masse de calcite a eu un comportement mécanique très différent des roches silicatées environnantes et a eu tendance à s'injecter dans les fractures alpines. Bien que les conditions d'observation soient en général trop défavorables pour connaître l'ampleur de ce phénomène, on peut supposer qu'il est à l'origine de la disposition de certains des affleurements verticaux de cette zone.

3.11. Les cipolins de l'arête S du massif de l'Arpille

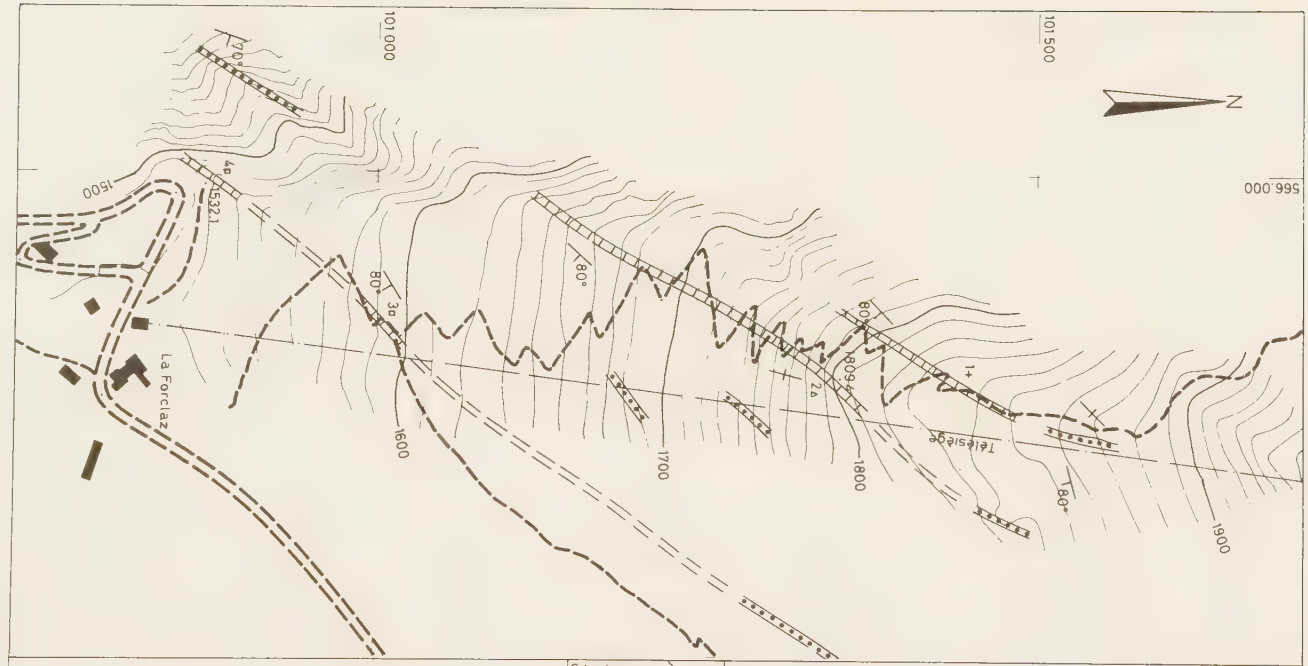
Du col de la Forclaz, un télésiège gravit l'arête S du massif de l'Arpille, jusqu'à l'extrêmité méridionale de la crête qui mène au sommet. Un modeste sentier serpente aussi le long de cette arête. C'est à un virage de ce sentier, à l'altitude 1790 m environ, qu'on

peut observer un magnifique affleurement de cipolin à grenat, signalé pour la première fois par M. Lugeon et E. Jérémine (1913). C'est une longue lentille, épaisse d'environ 3 m, constituée pour une part importante par de la calcite. Des zones de grenat et d'idocrase marquent des bandes brun-rougeâtre sur la masse grise de cette calcite. La position de cette lentille (fig.11,no.2) est verticale, avec une orientation parallèle au clivage alpin. On peut observer dans son prolongement sur quelques centaines de mètres en direction SW une série de petits affleurements de cipolins tectonisés épais de moins d'un mètre.

Parallèlement à cet alignement de cipolins, on observe 50 m plus à l'W, une seconde série d'affleurements (fig.11,no.1), déjà signalés par N. Oulianoff (1951). Ce deuxième alignement présente une particularité intéressante qu'il convient de souligner : son prolongement au N est marqué par la présence d'yeux amphiboliques dans les gneiss. Cette observation qui peut être faite sur d'autres affleurements du massif de l'Arpille tend à faire penser qu'il existe une relation entre les cipolins et la présence d'yeux amphiboliques dans les gneiss, ces yeux provenant peut-être du métamorphisme d'éléments calcaires, comme nous l'avons proposé au par.2.5.

Nous avons indiqué sur la figure 11, à proximité du col de la Forclaz, 2 affleurements de cipolin qui n'ont pas été signalés dans les travaux antérieurs et qui semblent marquer un 3e alignement, parallèle aux 2 premiers. Le 1er affleurement (no.3) est situé sur le sentier suivant l'arête, au départ du chemin partant par dessus le Sex de Meylan. C'est un cipolin rubané et tectonisé, dans lequel les lits de zoïsite sont extrêmement fréquents. L'autre affleurement (no.4) s'observe sur le revers d'une petite terrasse située à 150 m à l'W du col. C'est une lentille mince et discontinue de cipolin assez semblable à celui de l'affleurement précédent.

L'arête S du massif de l'Arpille permet donc d'observer 3 alignements d'affleurements de cipolin qui marquent 3 niveaux verticaux et parallèles au clivage alpin. Cette orientation est due aux importantes déformations tectoniques qui ont laminé la bordure SE du massif lors de l'orogenèse alpine. Il est probable que les phénomènes



Affleurement signalé par :

- Δ M. Lugeon et E. Jérémine (1913)
- + N. Oulianoff (1951)
- □ inédit

cipolins

gneiss a yeux amphiboliques

Situation

P. Blanc : Géologie du massif de l'Arpille

Les cipolins de l'arête S du massif

Fig. 11

100 m

d'injection des niveaux riches en calcite dans les fractures alpines, tels qu'ils ont été évoqués au par.3.10, ont joué un rôle important dans le cas des cipolins de l'arête S du massif de l'Arpille.

4.12. Les cipolins des Marécottes, des Bioles et de la Jeur Brûlée

Au S du village des Marécottes, on peut observer en bordure d'une carrière taillée dans des grès du carbonifère, un petit affleurement de cipolin signalé par N. Oulianoff (1919). Ce cipolin se prolonge dans les parois qui dominent le Trient, puis disparaît sous des éboulis. On le retrouve 500 m plus au S, au bord du Trient, à l'endroit appelé les Bioles, dans un nouvel affleurement signalé dans la même publication. Un 3e affleurement de cipolin se trouve sur la rive droite du Trient, à 200 m environ du précédent, dans la forêt de la Jeur Brûlée.

Il est probable que ces 3 affleurements très proches les uns des autres ont une relation entre eux. Il sont cependant situé dans une zone fortement affectée par des fractures contemporaines de la formation du synclinal carbonifère de Salvan et ont, de ce fait, subi des déformations qui empêchent de suivre une éventuelle continuité.

3.13. Les cipolins de la Preisa, de l'Amplo et de la Crêta

Ce paragraphe est consacré à 3 affleurements de cipolin isolés dans les gneiss du massif.

L'affleurement de cipolin de la Preisa a été signalé pour la première fois par N. Oulianoff (1919). C'est une lentille de cipolin largement rubané et dans lequel la proportion de lits de calcite domine. Cette calcite est souvent finement broyée par les déformations tectoniques tardi-hercyniennes qui affectent cette zone.

Le niveau de cipolin de l'Amplo, situé légèrement au-dessus du sentier allant du Revé à la Preisa, a été signalé pour la première fois par M. Lugeon et E. Jérémine (1913). C'est aussi un cipolin largement rubané

Les affleurements de cipolin de la Preisa et de l'Amplo présentent tous deux une particularité qu'il est intéressant de signaler. Ces roches montrent des zones de fractures dont les ouvertures ont été élargies par la circulation de l'eau, ce phénomène aboutissant parfois à un aspect de roche karstifiée tout à fait caractéristique. On remarque d'ailleurs que ces cipolins créent des zones très humides en contrebas de leurs affleurements et une faible source permanente sort même de l'extrêmité des calcaires de la Preisa. Le rôle joué par les cipolins dans les écoulements souterrains du massif de l'Arpille sera discuté au par. 12.5.

L'affleurement cartographié comme cipolin au-dessus du village de la Crêta n'est signalé dans aucun travail antérieur. Il s'agit en fait d'une zone de très petite dimension (env.50 cm) d'une roche silicatée calcique présentant des minéraux caractéristiques tels que le diopside, le grossulaire et l'idocrase, mais dépourvue de calcite, en tout cas dans la partie visible. La similitude de cette roche avec la partie calc-silicatée des cipolins nous a incité à cartographier cet affleurement comme cipolin.

3.14. Relation entre les affleurements de cipolin du massif de l'Arpille

Les travaux de M. Lugeon et E. Jérémine (1913) et N. Oulianoff (1924) ont montré que les affleurements de cipolin ne sont pas répartis de façon quelconque dans le massif de l'Arpille, mais se suivent en alignements dont la signification est importante pour l'interprétation de la structure générale du massif. Nous avons vu au par.3.8 que cette disposition régulière des affleurements, permettant de distinguer des niveaux bien caractérisés, est particulièrement nette dans la région de Charavex.

La disposition des divers affleurements et les observations faites sur place permettent de distinguer 3 types de relations mutuelles entre les affleurements de cipolin :

a) la roche est peu affectée par les déformations tardi-hercyniennes et alpines; les affleurements de cipolin sont continus ou se suivent en n'étant séparés que par des distances du même ordre de grandeur que la longueur des lentilles; c'est le cas des groupes de Litro et de la région de Charavex

b) la roche est fortement affectée par des fractures hercyniennes ou alpines; les affleurements de cipolin sont groupés dans des zones assez bien définies, mais sans que des alignements nets puissent être suivis sur de longues distances; c'est le cas des groupes des régions de la Gouille Verte, de l'arête S du massif et des Marécottes

c) les affleurements sont isolés et leur relation avec d'autres affleurements de cipolin ne peut être qu'hypothétique; c'est le cas des cipolins de la Preisa, de l'Amplo et de la Crêta.

Comme nous le verrons dans le chapitre 9 consacré à la tectonique, le massif de l'Arpille est divisé en compartiments par des failles hercyniennes et alpines. Ces compartiments se sont déplacés les uns par rapport aux autres et peuvent montrer les restes d'un même niveau dans des positions quelconques. Il est donc possible que certains niveaux de cipolin aient présenté une bien meilleure continuité avant les orogenèses hercyniennes et alpines.

C'est probablement le cas par exemple des cipolins de la région Mont d'Ottan-Charavex qui se terminent au S contre une grande zone de faille alpine traversant tout le massif dans le sens de sa plus grande longueur. On remarque que les cipolins se prolongent dans cette zone fracturée par les affleurements de la région allant du sommet de l'Arpille à la Gouille Verte, puis dans la vallée du Trient. Les cipolins prennent dans cette zone une allure très différente, les niveaux ne se suivant plus à cause des déformations

importantes et la structure générale devenant pratiquement verticale du fait des déformations alpines.

Les cipolins des Marécottes, de la Crêta, de l'Amplo et de la Preisa sont pour leur part situés dans une zone surtout affectée par des déformations contemporaines des dépôts du synclinal carbonifère de Salvan. Il est possible que ces affleurements représentent les restes d'un niveau unique désagrégé par la tectonique tardi-hercynienne.

Les affleurements de Litro et de Tête Noire qui n'ont été que très peu affectés par les déformations des orogenèses tardives, montrent une bonne continuité, mais ne peuvent être reliés à d'autres affleurements, du fait des importantes failles tardi-hercyniennes qui les ont séparés du reste du massif.

4. LES AMPHIBOLITES

4.1. Description générale

J. Meyer (1916) et N. Oulianoff (1924) ont décrit ou signalé dans le massif de l'Arpille plusieurs niveaux d'amphibolite intercalés dans les gneiss. La structure et la composition de ces amphibolites demeurent assez constantes, les variations concernant surtout la proportion des minéraux constitutifs. Ces variations s'observent déjà sur les affleurements par l'aspect rubané dû à l'alternance de lits plus ou moins foncés correspondant à des proportions différentes d'amphibole. Cette proportion atteint parfois 70 %, mais diminue pour passer progressivement aux gneiss encaissants, avec tous les termes intermédiaires possibles.

Les amphibolites sont donc rubanées et les divers lits sont formés d'agrégats cristallins de hornblende et de plagioclase, le quartz et la biotite étant accessoires mais devenant des minéraux constitutifs avec le passage aux gneiss.

L'amphibole est une hornblende en prismes courts, qui se marque par une ponctuation noire sur les échantillons. L'orientation des cristaux détermine une texture parallèle au rubanage de la roche. Sous le microscope, les teintes de pléochroïsme passent d'un vert-brunâtre à un vert-jaune pâle. L'angle maximum d'extinction par rapport au clivage varie suivant les cas entre 18 et 25°. La biréfringence est aussi très variable, comprise entre 0,018 et 0,024. Il s'agit donc d'une hornblende commune dont la composition peut considérablement changer d'un affleurement à l'autre, et même parfois au sein du même affleurement. Elle contient de fréquentes inclusions de quartz, plagioclase, sphène ou biotite. Cette amphibole se transforme localement en chlorite. Les caractères optiques de cette hornblende ne permettent pas de la différencier de celle observée dans les niveaux silicatés des cipolins.

Dans les amphibolites caractéristiques, c'est-à-dire lorsque la hornblende forme plus de 50 % de la roche et que le quartz est absent ou accessoire, le plagioclase possède une composition d'an-

désine ou de labrador (40 à 60 % An). Cette proportion diminue avec le passage aux gneiss. Le plagioclase est généralement allotriomorphe et présente, lorsqu'il n'est pas trop saussuritisé, des macles de l'albite effilées.

Le quartz, la biotite, l'apatite et le sphène sont les minéraux accessoires les plus fréquents. Aux abords des filons pegmatitiques ou aplitiques, le plagioclase est partiellement remplacé par de l'orthose, et la biotite se transforme en une chlorite aux couleurs de polarisation anormales.

4.2. Les fissures à chlorite

Les observations de N. Oulianoff (1924) sur les amphibolites de l'Arpille complètent la description de J. Meyer (1916), en particulier au sujet de la formation de chlorite dans des fissures. Une coupe mince de grande dimension de cet auteur (fig.12), prélevée dans le niveau d'amphibolite des Planards, permet d'observer des fissures cicatrisées par de l'orthose ponctuée au droit des cristaux de hornblende par de petits "vers" de chlorite. Ces vermicules légèrement verts et pléochroïques présentent une forte dispersion bronzée ou violacée et il s'agit peut-être de prochlorite vermiculée, comme l'a proposé N. Oulianoff (1924).

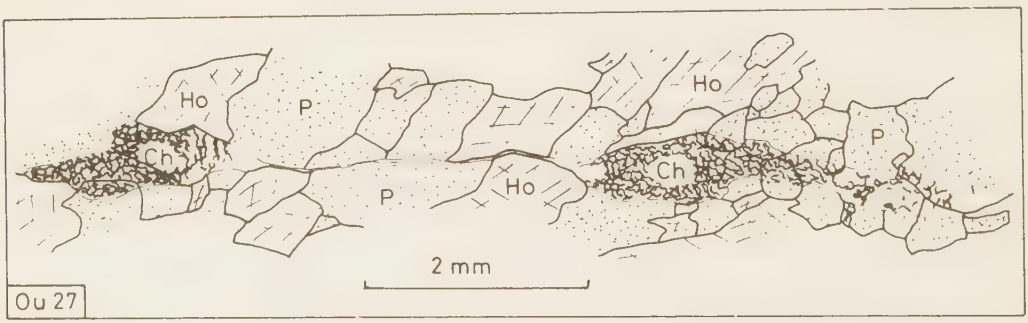


Fig.12. Fissure à chlorite vermiculée (coupe mince n° Ou 27). P = Plagioclase, Ho = Hornblende, Ch = Chlorite vermiculée dans de l'orthose

Ces fissures à orthose et chlorite vermiculée ont des formes et des limites très capricieuses. La délimitation des cristaux d'orthose est particulièrement intéressante, car on peut en effet souvent observer que la texture de la roche se prolonge dans la fissure, les cristaux de plagioclase étant pseudomorphosés par des cristaux d'orthose. Le feldspath potassique s'est donc probablement formé aux dépens du plagioclase dans les zones fracturées, ce qui correspond aux observations de texture faites dans les gneiss. La chlorite vermiculée pourrait provenir, comme le propose N. Oulianoff (1924), d'une transformation de la hornblende.

On peut observer dans la plupart des amphibolites un autre type de fissure, contenant aussi une chlorite, d'apparence différente de celle décrite par N. Oulianoff (fig.13). Contrairement aux fissures à orthose et chlorite vermiculée, ces fissures montrent un contact parfaitement tranché avec la roche encaissante et sont cicatrisées par du quartz et de la chlorite. Cette chlorite est légèrement verte, pléochroïque, avec des teintes de polarisation franchement anormales, brun-violacé ou cuivrées. Elle est très abondante dans certaines fissures où elle forme des rosettes.

D. Krummenacher (1959), G.F. Amberger (1960) et R. Laurent (1967) ont décrit des chlorites assez semblables dans le massif des Aiguilles-Rouges et dans sa couverture, et ils les ont considérées successivement comme de la délessite, puis du clinochlore. Nous basant comme ces auteurs sur les caractéristiques optiques des chlorites que nous avons étudiées, dont l'indice est compris entre 1,60 et 1,65 et la biréfringence est d'environ 0,002, nous pensons qu'il pourrait plutôt s'agir de prochlorite.

Les fissures à quartz et chlorite sont bien localisées dans les amphibolites ou à leurs abords directs, ce qui tend à faire penser que la chlorite provient d'une transformation de la hornblende. On remarque cependant que certains cristaux de cette amphibole se prolongent au travers des fissures, avec dans cette zone une teinte plus verte et une biréfringence plus élevée, ce qui correspond probablement à une teneur en fer plus élevée (fig.13). Le quartz cicatrise aussi parfois les fissures en gardant l'orientation des cristaux adjacents. L'apparition de la chlorite est parfois aussi en

rapport avec la formation de la muscovite.

Les travaux de G.F. Amberger (1960) et R. Laurent (1967) ont montré de façon certaine que ces fissures à quartz et chlorite sont alpines, car elles se prolongent non seulement dans le Carbonifère supérieur mais aussi dans le Trias autochtone.

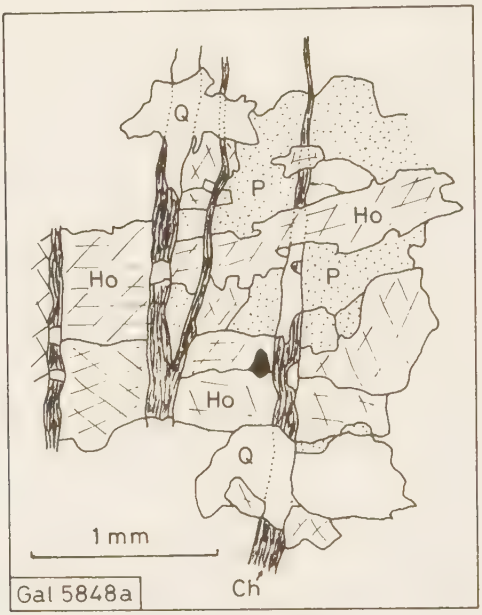


Fig.13. Fissures à chlorite et quartz (coupe mince n° Gal 5848a).
Q = Quartz, P = Plagioclase, Ho = Hornblende, Ch = Chlorite

4.3. Les amphibolites des Planards

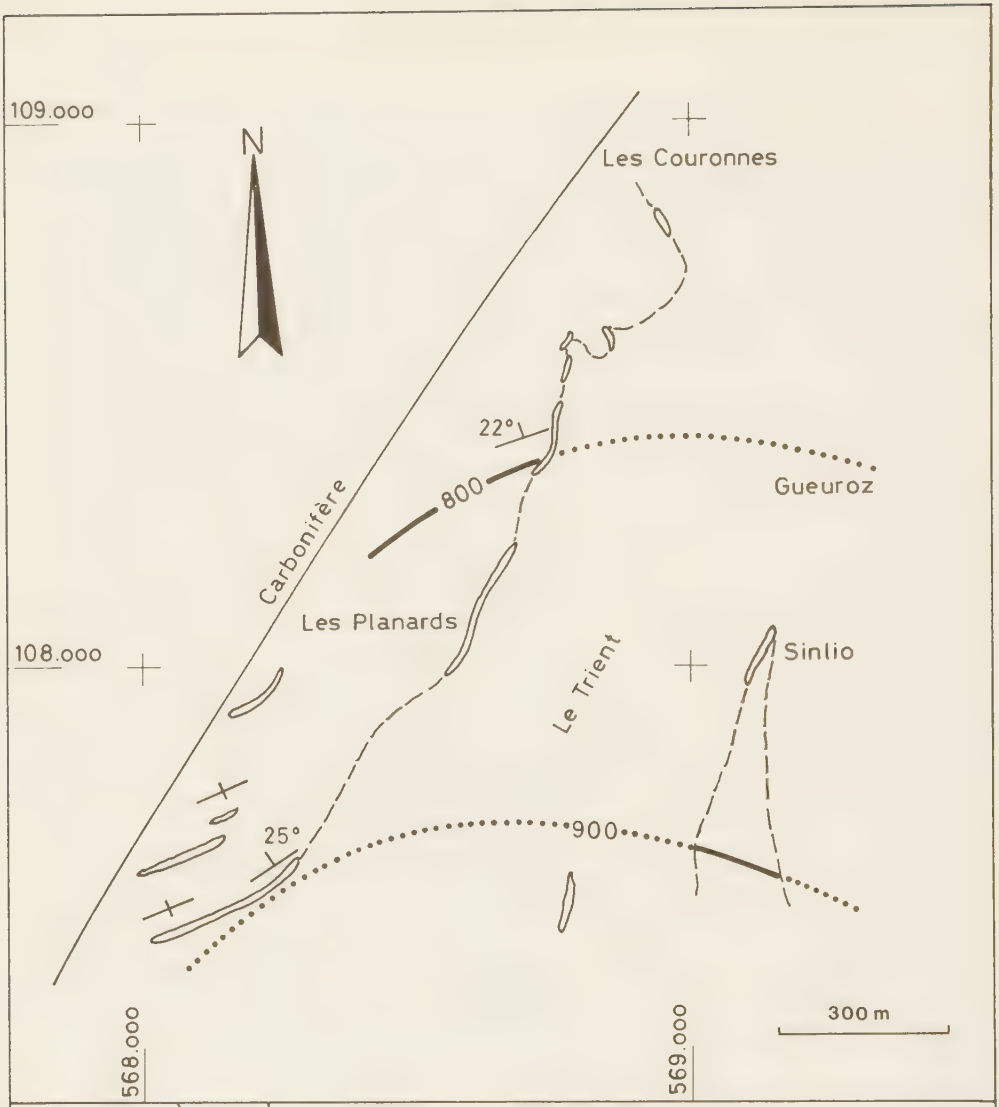
La région des Planards est une terrasse allongée dont la morphologie décrite par O. Hess (1935) a l'aspect caractéristique des zones laissées à nu par le glacier. Ce plateau est partagé parallèlement au Trient en deux parties par la limite des terrains métamorphiques du massif de l'Arpille et des roches carbonifères du synclinal de Salvan qui occupent la région occidentale. La terrasse des Planards se termine abruptement au SE par les parois vertigineuses de la rive gauche des gorges du Trient. La route qui mène à Salvan suit ce bord de la terrasse et permet d'observer les plus spectaculaires affleurements d'amphibolite du massif (fig.14).

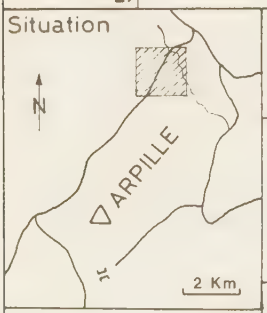
Ces amphibolites des Planards ont été signalées pour la première fois par J. Meyer (1916) qui en a donné une description pétrographique très détaillée.

La disposition des amphibolites des Planards est intéressante parce qu'elle permet de suivre un niveau individualisé sur une distance importante. Le pendage de ces roches, marqué tant par le rubanage que par la disposition des affleurements, est de 330/25 environ le long de la route de Salvan. Ce pendage augmente en direction du synclinal carbonifère, jusqu'à une faille située à 120 m environ du synclinal. On entre à partir de cette faille dans une zone fortement influencée par des déformations tardi-hercyniennes et alpines, à l'intérieur de laquelle on trouve plusieurs affleurements d'amphibolite dans des positions anormales.

Si on cherche la trace du niveau d'amphibolite des Planards sur la rive droite du Trient, on découvre les amphibolites signalées par N. Oulianoff (1924) dans les rochers de Sinlio, à l'altitude 850 m environ. La schistosité générale de la roche est à cet endroit de 15/10 environ. On voit donc que s'il s'agit du même niveau d'amphibolite qu'aux Planards, la couche a subi un léger plissement à peu près parallèle à la surface de l'autochtone, telle qu'elle a été définie par G.F. Amberger (1960).

La présence de parois vertigineuses empêche de suivre l'affleurement de Sinlio vers le S. On retrouve cependant un autre affleure-





P. Blanc : Géologie du massif de l'Arpille

Les amphibolites des Planards

Fig. 14

Carte structurale

ment d'amphibolite au bord du chemin reliant Gueuroz à la Crêta, à l'altitude 700 m environ. Cette altitude ne correspond plus du tout au niveau d'amphibolite des Planards, mais elle est située environ 220 m plus bas. Les conditions d'observation ne permettent pas de savoir si ce décalage a une origine tectonique ou gravifique, ou s'il s'agit d'un affleurement d'amphibolite sans relation avec le niveau des Planards.

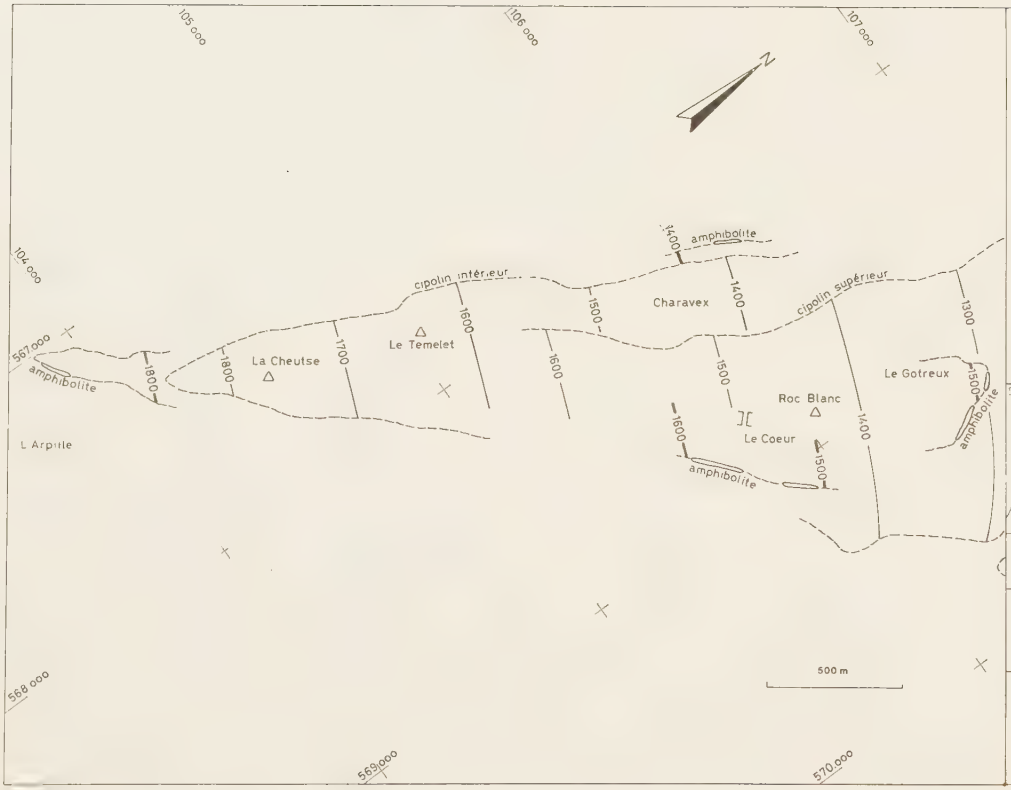
4.4. Les amphibolites du Gotreu, du Coeur, de Charavex et du pâturage de l'Arpille

La région allant du Mont d'Ottan à la Cheutse permet d'observer 2 niveaux le long desquels les affleurements de cipolin sont particulièrement fréquents (par.3.9). On y rencontre aussi quelques affleurements d'amphibolite qui ne permettent malheureusement pas d'observer la même continuité que pour les cipolins. Ce sont des amphibolites tout à fait semblables à celles décrites par J. Meyer (1916) aux Planards. Tous les affleurements de cette région ont été signalés pour la première fois par N. Oulianoff (1924), à l'exception du petit affleurement de Charavex.

Les amphibolites du Gotreu forment deux petits affleurements, le long du chemin reliant Ravoire à Charavex par le haut du Mont d'Ottan, aux altitudes 1480 et 1500 m environ. On trouve un 3e affleurement à 150 m environ au S des deux premiers. L'orientation du rubanage observable sur ces amphibolites est parallèle à la position des niveaux de cipolin de cette zone. Nous n'avons cependant pas trouvé d'autres affleurements qui permettent de remarquer la présence d'un niveau se suivant sur plus de 250 m.

On trouve d'autres affleurements d'amphibolite sur le versant SE du Coeur, où cette roche peut être suivie sur 600 m environ. Ces amphibolites sont cependant à un niveau qui ne peut pas être relié aux affleurements du Gotreu, comme le montre la fig.15.

Le petit affleurement d'amphibolite situé au bas du pâturage de Charavex et qui n'avait pas été signalé avant notre étude est



P. Blanc : Géologie du massif de l'Arpille

Les amphibolites du Gotreux, du Coeur et du pâturage de l'Arpille

Fig. 15

Carte structurale des niveaux d'amphibolite et de cipolin

intéressant par sa position. On remarque en effet (fig.17) qu'il occupe une position symétrique à ceux du Coeur, par rapport aux deux niveaux de cipolin. Les hypothèses quant à la relation pouvant lier ces affleurements seront examinées au par.4.8.

L'affleurement d'amphibolite situé au-dessus du pâturage de l'Arpille (fig.15) se trouve en fait déjà compris dans une zone effondrée en relation avec le glissement de Ravoire (par.11.2). Sa position n'a donc pas pu être mise en relation avec celle des affleurements décrits plus haut.

4.5. Les amphibolites de la région de la Gouille Verte

Nous avons vu au par.3.10 que de nombreux affleurements de cipolin étaient dispersés dans la région de la Gouille Verte le long d'une bande longue de 2 km et large de 500 m environ. Ces cipolins sont accompagnés par quelques affleurements d'amphibolite, déjà signalés pour la plupart par N. Oulianoff (1924). Comme les cipolins, les amphibolites ne permettent pas de suivre un niveau particulier.

Il est intéressant de signaler la présence au bas des parois supportant la Preisa, d'un affleurement qui n'avait pas été décrit avant nos recherches. Cette amphibolite est située au-delà d'une faille tardi-hercynienne importante dont nous reparlerons au par.9.4, et il n'est donc pas sûr qu'elle ait une quelconque relation avec les autres amphibolites décrites dans ce paragraphe.

4.6. Le niveau d'amphibolite de la galerie Châtelard-Ravoire

La galerie Châtelard-Ravoire a recoupé, à 5848 m depuis l'entrée de Ravoire, un niveau d'amphibolite vert-foncé de 15 cm d'épaisseur, parallèle à la schistosité des gneiss encaissants. Alors que les amphibolites observées en surface et décrites dans les paragraphes précédents doivent plutôt être considérées comme des amphibolites gneissiques et qu'elles passent progressivement aux gneiss encaissants, l'amphibolite de la galerie contient une proportion importante

d'amphibole et est limitée par un contact parfaitement tranché avec les gneiss.

Sous le microscope, nous observons une texture granoblastique, les cristaux de hornblende montrant cependant parfois une orientation préférentielle peu nette. La hornblende est le minéral le plus abondant (70%). Elle est accompagnée par de la scapolite (20%) tout à fait semblable à celle que nous avons signalée dans les niveaux feldspathiques à diopside des cipolins. La scapolite n'a jamais été observée dans d'autres amphibolites du massif de l'Arpille, mais elle remplace par contre presque toujours le plagioclase dans les zones de contact amphiboliques décrites au par.3.3. Les hypothèses sur l'origine des amphibolites de la galerie Châtelard-Ravoire et sur ses relations avec les autres roches calciques du massif seront examinées au par.4.8.

4.7. Relation entre les affleurements d'amphibolite du massif de l'Arpille

La partie N du massif de l'Arpille est la plus favorable pour observer les relations mutuelles entre les affleurements d'amphibolite, et les relations de ces roches avec les autres niveaux caractéristiques observés. Seules les amphibolites des Planards permettent de suivre un niveau sur une distance importante.

Les fig.16 et 17 représentent la position des amphibolites du N du massif par rapport aux 2 niveaux de cipolin décrits au par.3.9. On remarque d'emblée une symétrie frappante des niveaux d'amphibolite de part et d'autre des 2 niveaux de cipolin. Les mêmes figures montrent de manière évidente que les amphibolites ne peuvent pas être directement considérées comme le prolongement naturel des niveaux de cipolin.

Comme les cipolins, les amphibolites du N du massif trouvent leur prolongement au S dans les affleurements de la région de la Gouille Verte. Il n'est cependant plus possible de suivre ici des niveaux bien caractérisés, car la région a été considérablement tectonisée

lors de l'orogenèse alpine, provoquant la dislocation des niveaux de cipolin et d'amphibolite.

4.8. Hypothèses sur l'origine des amphibolites

La question de l'origine des amphibolites du massif de l'Arpille est un des problèmes les plus controversés dans l'interprétation de la géologie de cette région. J. Meyer (1916) a étudié ces roches surtout du point de vue pétrographique, et il les considère comme des diorites schisteuses, c'est-à-dire comme des orthoamphibolites. En revanche, pour N. Oulianoff (1920,1924,1934) dont le point de vue est surtout géologique, les amphibolites forment le prolongement des cipolins qu'il appelle "calcaires anciens", et ont été affectées par un métamorphisme plus intense que ces derniers.

Les résultats de N. Oulianoff sont basés sur l'étude des relations entre les cipolins et les gneiss encaissants. Cet auteur a remarqué, à juste titre, qu'on observe une zone de transition riche en hornblende, zone dont nous avons parlé au par.3.3. Cette observation a été décrite par N. Oulianoff sur l'affleurement de cipolin de Saveney, situé au-delà du synclinal carbonifère et donc hors du massif de l'Arpille, mais elle peut en fait se répéter sur presque tous les affleurements que nous avons étudiés.

S'il est donc certain que le passage des cipolins aux gneiss est marqué par une zone riche en hornblende, il n'est par contre pas évident que cette caractéristique ait un rapport avec les amphibolites que nous avons décrites dans ce chapitre. En fait, les arguments tant géologiques que pétrographiques tendent à montrer qu'il n'existe pas une relation directe entre les cipolins et les amphibolites.

Du point de vue géologique, on doit constater dans la partie N du massif, où les niveaux de cipolin et d'amphibolite ne sont pas disloqués, que ces 2 types de roche ne sont pas du tout situés dans des niveaux communs (fig.17), mais parallèles.

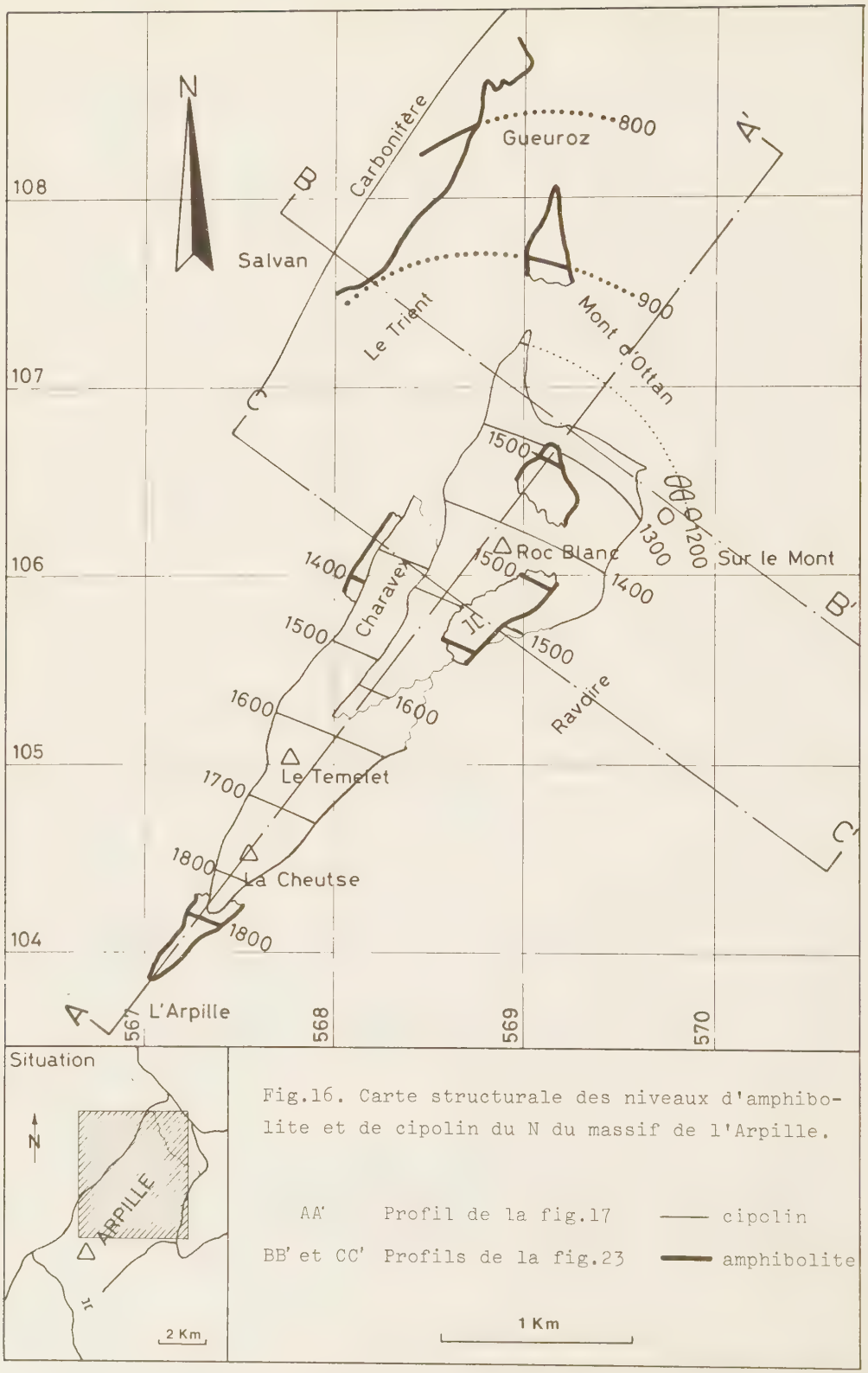


Fig.16. Carte structurale des niveaux d'amphibolite et de cipolin du N du massif de l'Arpille.

AA' Profil de la fig.17

BB' et CC' Profils de la fig.23

cipolin

amphibolite

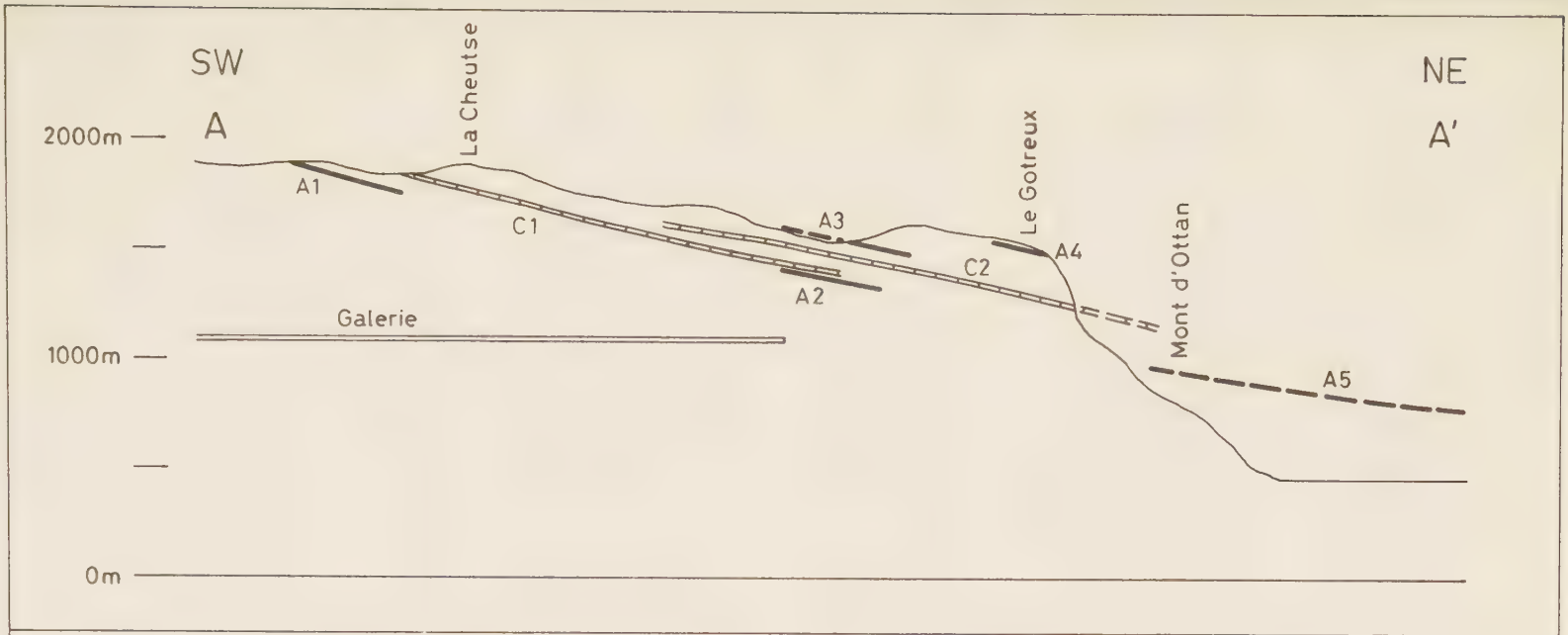


Fig.17. Profil SW-NE montrant la position des amphibolites par rapport aux cipolins dans la partie N du massif (situation, voir fig.16).

L'étude pétrographique des amphibolites montre qu'elles sont constituées par une alternance rubanée de lits plus ou moins riches en hornblende, ce qui ne peut correspondre au phénomène qui a donné naissance aux zones liées aux cipolins.

Il est aujourd'hui évident que les amphibolites de l'Arpille ne peuvent être considérées comme des cipolins particulièrement métamorphisés, ces deux roches étant caractérisées par des minéraux de même faciès métamorphique. Les observations mentionnées plus haut montrent en outre qu'il n'est pas possible d'affirmer que les amphibolites forment le prolongement des cipolins, et que les différences pétrographiques soient dues à une variation latérale de la composition originale.

L'existence d'un passage progressif des amphibolites aux gneiss encaissants reste cependant un argument en faveur d'une origine sédimentaire. Les amphibolites pourraient donc être, d'après leur composition, le résultat du métamorphisme de sédiments marneux ou de tufs volcaniques.

Les différences très importantes d'aspect et de composition pétrographique du niveau d'amphibolite de la galerie de Ravoire par rapport aux autres amphibolites du massif font penser que nous avons affaire ici à une roche originelle différente. Le contact absolument net avec les gneiss encaissants pourrait faire plutôt penser à une origine magmatique, ce niveau d'amphibolite étant alors éventuellement un ancien filon concordant.

On remarque donc qu'il faut distinguer dans le massif de l'Arpille 3 types de roches contenant une proportion importante de hornblende :

a) niveau concordant, de composition parfaitement homogène et limité par un contact net avec les gneiss encaissants; ce type d'amphibolite pourrait correspondre à un ancien filon magmatique

b) niveau concordant d'amphibolite rubanée faisant alterner des lits plus ou moins riches en hornblende et passant progressivement aux gneiss encaissants; ces amphibolites pourraient provenir du métamorphisme de sédiments marneux ou de tufs volcaniques

c) zone de contact entre les niveaux feldspathiques à diopside des cipolins et les gneiss encaissants, décrite au par.3.3; la formation des paragenèses rencontrées dans cette zone provient d'un phénomène lié à la présence des deux roches adjacentes.

5. LES MICRODIORITES

5.1. Description générale

Les microdiorites du massif de l'Arpille se présentent généralement en couches lenticulaires concordantes qui forment des niveaux résistants bien visibles à l'affleurement. Leur contact avec les roches encaissantes est net. Les microdiorites à patine généralement gris ou gris-brun, sont gris-sombre sur les cassures fraîches. Les minéraux ferromagnésiens se marquent par des taches noires sur les cassures et par des traces limonitiques brun-rougeâtre sur les affleurements.

Sous le microscope, les microdiorites montrent une texture intersertale à tendance porphyrique, due à des cristaux rectangulaires de plagioclase orientés de façon quelconque et séparés par une mésostase dans laquelle le plagioglase domine aussi.

Une partie des plagioclases forment donc de grandes plages rectangulaires entrecroisées, maclées selon la loi de l'albite et marquées par un zonage caractéristique. Le centre des cristaux a une composition d'oligoclase (environ 30 % An) et est entourré par une couronne de plagioclase plus basique et fortement saussuritisé, de composition plus difficilement déterminable, mais qui semble être généralement de l'andésine (40 à 50 % An). Cette zone d'andésine est suivie par une bordure d'oligoclase (environ 25 % An) limpide. Les plagioclases ont donc une composition d'oligoclase, avec une couronne intérieure formée d'un plagioclase basique fortement saussuritisé. Les cristaux de plus petites dimensions ne montrent pas de partie centrale acide et sont donc simplement affectés par un zonage normal.

Comme dans les gneiss à yeux amphiboliques, la hornblende se présente en petits amas qui semblent être des reliques d'un minéral pré-existant. C'est une hornblende verte dont les caractères optiques sont tout à fait semblables à ceux observés dans les gneiss. On remarque parfois un remplacement de cette amphibole par de la biotite qui peut devenir le seul minéral ferro-magnésien observable.

La roche devient alors très semblable aux kersantites décrites par R. Laurent (1967) dans la partie française du massif des Aiguilles-Rouges.

Du quartz très fin peut parfois former une partie de la mésostase, mais ne représente que rarement plus de 5 % du volume de la roche. Il peut par contre intervenir comme minéral secondaire, de même que l'orthose qui remplace parfois partiellement les plagioclases.

A part la hornblende, ou le minéral qu'elle remplace, les microdiorites devaient contenir un autre minéral ferro-magnésien qui s'est trouvé instable dans les différentes phases de métamorphisme et qui forme aujourd'hui des nodules à couches concentriques (fig.18). Le centre est constitué par un amas de paillettes de chlorite et de cristaux d'une épidote, tous très fins, dans lesquels on trouve parfois un cristal plus gros de sphène ou de pyrite, partiellement corrodé. Cet amas est entourré par une zone de fibres d'une amphibole très peu colorée qui semble être de la trémolite, puis par une zone extérieure formée d'une chlorite aux couleurs de polarisation anormales.

La petite lentille de microdiorite du pâturage de Charavex, qui est directement en contact avec le cipolin, montre une transformation en scapolite de la partie basique de ses plagioclases. La présence de scapolite à cet endroit uniquement montre bien que l'apparition de ce minéral est liée à la présence de calcite, ce qui rejoint ce que nous avons dit dans le chapitre consacré aux cipolins.

5.2. Situation des microdiorites et relation avec les autres roches du massif

Les microdiorites ont été signalées pour la première fois dans le massif de l'Arpille sur la carte géologique "Finhaut" dont le levé est dû à N. Oulianoff (1951) pour cette région.

Les principaux affleurements sont situés à la Preisa et sur l'arête qui relie ce pâturage au hameau de Litro. Les microdiorites se

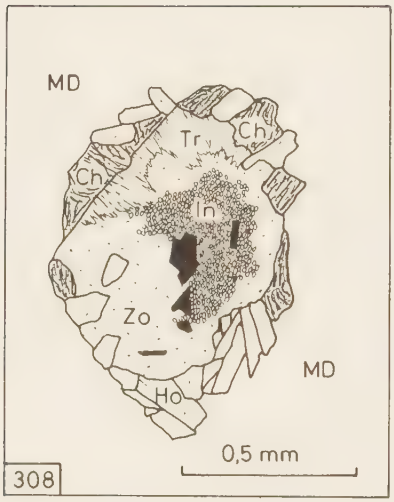


Fig.18. Nodule ferromagnésien dans une microdiorite

MD Microdiorite
Ho Hornblende
Ch Chlorite
Tr Trémolite
Zo Zoïsite
In Inclusions de chlorite

présentent comme des filons-couches concordants, plus ou moins lenticulaires. Le niveau le plus oriental semble cependant discordant à l'approche d'une faille importante, sans pourtant que les conditions d'observation permettent de dire si cette discordance a une origine tectonique ou non.

Quelques petits affleurements de microdiorite accompagnent le niveau d'amphibolite des Planards à son extrêmité N. Ce sont des lentilles de petites dimensions qui semblent sans relation directe avec les amphibolites. Nous avons aussi remarqué à Charavex une petite lentille de microdiorite dont nous avons déjà parlé plus haut et qui touche le niveau supérieur des cipolins du N du massif.

Dans la forêt de Larzey, près de l'arête reliant la Forclaz au sommet de l'Arpille, un niveau important de microdiorite est situé aux abords directs de gneiss à yeux amphiboliques dont les plagioclases aussi zonés rappelent ceux des microdiorites. Ce niveau a été signalé par N. Oulianoff (1951) et décrit pétrographiquement par D. Krummenacher (1959).

Les microdiorites se trouvent donc dans ces affleurements en relation avec des cipolins, des amphibolites ou des gneiss à yeux amphiboliques. On observe d'ailleurs, comme l'a remarqué D.Krummenacher (1959), de nombreux termes intermédiaires entre ces gneiss et les microdiorites, sous forme de roches à plagioclases zonés rectangulaires et petits yeux amphiboliques, marquées cependant par la schistosité générale des gneiss. Il n'est cependant jamais possible de suivre sur le terrain l'évolution de la nature de la roche d'une microdiorite à un gneiss, alors que cette variation continue s'observe de façon générale des amphibolites aux gneiss. On remarque au contraire que les microdiorites forment des niveaux le plus souvent concordants, de composition et de structure très homogène, et dont le contact avec la roche encaissante se fait sans termes intermédiaires.

5.3. Hypothèses sur l'origine des microdiorites

Des roches du type des microdiorites du massif de l'Arpille ont été décrites en de nombreux points des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges et leur origine est très controversée. Dans la partie SW du Mont-Blanc, J. Bellière (1957) les a décrites sous le nom de cératophyres et leur a attribué une origine volcanique. D. Krummenacher (1959) par contre, bien qu'il ait adopté le nom de microdiorites, propose une origine sédimentaire, à cause de l'analogie de composition chimique avec les gneiss fins. Les microdiorites seraient, selon lui, des roches de même origine que ces gneiss fins, mais migmatisées comme le reste de la série dite "de Fully". En fait, rien ne justifie cette supposition, et on observe des microdiorites dans des roches bien différentes de celles que D. Krummenacher considère comme appartenant à cette série. Dans la partie française du massif des Aiguilles-Rouges, R. Laurent (1968) a décrit ces roches sous le nom de kersantites, et il leur attribue donc une origine volcanique.

Nous avons vu au par.5.2 que les microdiorites voisinent à l'affleurement avec des cipolins, des amphibolites ou des gneiss à yeux amphiboliques, mais qu'il n'est cependant pas possible d'admettre qu'elles passent progressivement à ces gneiss du fait de variations de la composition des roches avant le métamorphisme, ou de variations dans l'intensité de ces phénomènes métamorphiques. Le fait que les microdiorites se présentent en niveaux bien différenciés des roches encaissantes, et la texture intersertale caractéristique témoignent, à notre avis, de l'origine magmatique de ces microdiorites.

6. LES PEGMATITES ET LES APLITES

6.1. Introduction

Les pegmatites et les aplites sont assez fréquentes dans le massif de l'Arpille, en petits filons de quelques dm de large ou en zones plus diffuses dans les gneiss. Leur position n'a pas été représentée sur notre carte géologique.

Nous avons choisi de ne pas décrire séparément les pegmatites et les aplites, mais de décrire plutôt ces deux roches ensemble, en divisant notre exposé selon les 2 zones où elles affleurent. On remarque en effet que les pegmatites et les aplites sont liées à l'intérieur de chacune de ces zones, alors que ces roches présentent de grandes différences d'une zone à l'autre.

6.2. Les filons pegmatitiques et aplitiques des Couronnes

J. Meyer (1916) a décrit au bord de la voie de chemin de fer Vernayaz-Salvan des pegmatites qui font partie des filons aplitiques et pegmatitiques du versant des Couronnes et qu'on peut actuellement observer dans de bien meilleures conditions au haut des lacets de la route de Salvan. Ces filons recoupent la schistosité et ont des limites irrégulières, avec de nombreux renflements et étranglements. Ils peuvent parfois prendre des formes tellement particulières qu'il devient difficile de parler encore de filons. Le contact de ces aplites et pegmatites avec les gneiss est net, malgré un enrichissement de la roche encaissante en feldspath potassique et en muscovite.

La partie extérieure des filons des Couronnes est formée par un agrégat zoné de petits cristaux équidimensionnels. Cette roche à caractère aplitique est constituée essentiellement par de l'albite finement lamellée et du quartz à inclusions fluides abondantes, avec quelques cristaux plus gros d'orthose perthitique. Le zonage parallèle au bord des filons est marqué par de fines lignes compo-

sées de minuscules cristaux de grenat rouge-vif. La muscovite, l'apatite et le zircon sont les minéraux accessoires les plus fréquents.

La partie centrale des filons est occupée par une pegmatite formée essentiellement d'orthose perthitique gris-bleuté en gros cristaux pouvant atteindre 30 cm. Le quartz et l'albite peuvent aussi apparaître dans cette pegmatite, quoiqu'en quantité beaucoup moins importante que l'orthose.

Des filons aplitiques et pegmatitiques en tous points identiques à ceux des Couronnes ont été rencontrés dans la galerie allant du Châtelard à Ravoire, près de la fenêtre de Planajeur.

6.3. Les pegmatites et les aplites de la région de la Preisa et de Tête-Noire

La proéminence de la Preisa permet d'observer des pegmatites et des aplites différentes de celles des Couronnes. Les pegmatites constituent aussi des filons de morphologie très irrégulière, mais ces filons, dont le contact avec la roche encaissante est bien net, sont formés uniquement par une pegmatite de texture et de composition homogène. A la Preisa, ces roches sont constituées essentiellement de quartz, d'albite finement lamellée et d'orthose, en cristaux de grandes dimensions. La muscovite et une tourmaline noire sont des minéraux accessoires presque toujours présents.

Le contact de ces pegmatites avec les gneiss encaissants est généralement net, mais on observe cependant, aux abords des filons, un enrichissement important en feldspath alcalin et en muscovite. Il y a aussi parfois formation de zones leucocrates qui passent alors à des gneiss aplitiques.

A Tête-Noire, le passage de la route de Chamonix montre des filons pegmatitiques assez semblables à ceux de la Preisa, mais dans lesquels la tourmaline est absente et la muscovite, en cristaux de plus de 10 cm parfois, forme 15 % environ du volume de la roche. Une analyse spectrographique de cette muscovite n'a révélé que des traces

de lithium. Ces mêmes pegmatites se retrouvent sur la rive droite du Trient, de Litro à la Tête de la Rigole.

On retrouve aussi des gneiss aplitiques passant à de vraies aplites dans des zones importantes de la galerie Châtelard-Ravoire.

6.4. Hypothèses sur la formation des pegmatites et des aplites

M. Lugeon et E. Argand (1937) ont cartographié sur la feuille géologique Saxon-Morcles des filons d'aplite qu'ils mettent en relation avec l'apparition du granite de Vallorcine. Pour D. Krummenacher (1959), "l'origine de ces aplites n'est pas à rechercher en direction de l'ouest, mais de l'est", et "leur formation est très certainement en rapport avec les phénomènes de migmatisation fondamentale se développant dans la série limitrophe de Fully". J.F. von Raumer (1971) par contre, rejoignant les idées de M. Lugeon et E. Argand (1937), attribue les filons au début de la période varisque, époque de la formation des principaux granites des massifs externes.

La dimension des cristaux des pegmatites implique une formation en présence d'eau, avec probablement une migration importante d'éléments en solution le long des fissures. La formation des aplites semble par contre pouvoir être attribuée à des phénomènes plus locaux, sans déplacements importants de matière.

7. LES MINERALISATIONS HYDROTHERMALES

7.1. Description générale

Les petits filons d'origine hydrothermale sont assez nombreux dans le massif de l'Arpille. Certains ont des dimensions ou des paragenèses telles qu'ils méritent d'être mentionnés.

C'est le cas, en particulier, d'une fissure remplie de quartz en prismes bien formés, de pyrite et de fluorine, qui a été coupée par la galerie reliant le Châtelard à Ravoire et réalisée dans le cadre de l'aménagement hydroélectrique d'Emosson. L'étude détaillée de cette fissure, tant sur place que sous le microscope, permet d'établir la relation entre les divers minéraux présents (fig.19). On voit que le quartz est apparu dans une première phase sous forme de cristaux de très petite taille couvrant les bords des fissures préexistantes. Les autres fissures de la région sont intégralement remplies par ce quartz. Par la suite, le quartz a cristallisé en prismes bien formés, de 2 à 5 mm, avec croissance simultanée de sulfures. Ce n'est que plus tard qu'est apparue la fluorine sous forme de cristaux blancs ou légèrement verdâtres qui ne se distinguent parfois du quartz que par leur clivage bien visible. La fluorine a subi par endroits de nouvelles déformations qui ont provoqué des fissures cicatrisées par du quartz et de la calcite. Toutes les recherches pour retrouver en surface cette faille d'orientation 70/65 et qui devrait affleurer près de Litro sont restées vaines.

Il est intéressant de signaler la parenté de cette minéralisation avec le gisement de pyrite des Cuisons, situé au-dessous de ce hameau, sur la rive gauche du Trient. Il s'agit d'un filon à gangue quartzeuse qui se prolonge sur 200 m environ. On y observe aussi 2 générations de quartz, la première cristallisation formant une masse compacte et dure et qui occupe presque tout le volume de la fissure. La seconde génération a cristallisé en petits nids dans les cavités, et elle est accompagnée par de la pyrite, beaucoup plus abondante que dans la galerie de Ravoire, et parfois par un

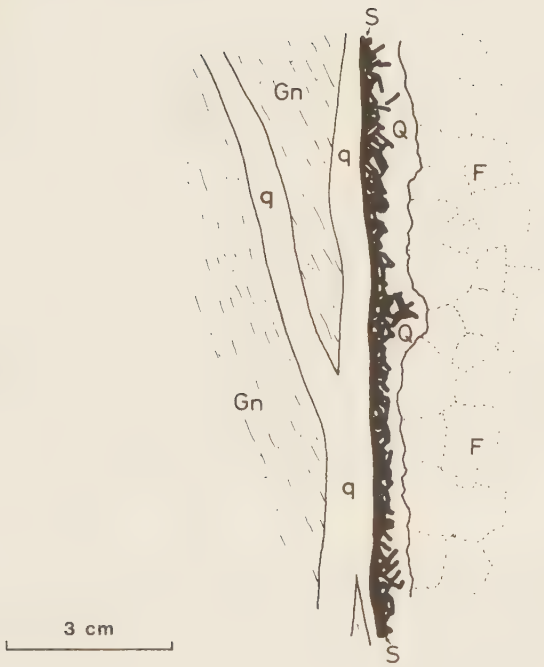


Fig.19. Bord d'un filon hydrothermal montrant les relations entre les divers minéraux

Gn	Gneiss	S	Sulfures
q	Quartz finement cristallisé	F	Fluorine
Q	Quartz en prismes		

peu de galène. C. Schmidt (1918) a aussi observé la présence de barytine.

L'époque de l'exploitation de la mine des Cuisons n'a pas pu être mise en évidence par les divers géologues qui ont repris l'étude de cette minéralisation. Cependant, la lecture attentive du texte cité par J. Gremaud (1893) et par lequel l'évêque Edouard de Sion inféode la mine de fer de la vallée du Trient à Nantelme, vidomne de Martigny, nous amène à penser que la mine cédée est celle des Cuisons. En effet, il ne peut s'agir de la seule autre mine de fer de la vallée, celle des Tseppes, car le texte précise que "Non debent capere ligna pro dicta mina ab aqua du Trient", ce qui montre que l'exploitation était à proximité de la rivière.

Ce texte daté du 4 octobre 1377 est le premier qui cite une mine valaisanne en particulier, ce qui laisse supposer que l'exploitation était importante. D'autre part, malgré que la mine soit "in ruinam conversa", l'évêque Edouard la cède "in augmentum alterius feudi".

La mine offerte à Nantelme, vidomne de Martigny, a donc vraisemblablement été activement exploitée avant 1377, mais a-t-elle été remise en état par celui-ci pour continuer son exploitation ? Ce n'est pas évident, et nous ne retrouvons plus aucun document jusqu'au XX^{e} siècle.

La minéralisation des Cuisons a été étudiée par C. Schmidt (1918) et von Känel qui ont montré qu'elle n'offre aucun intérêt économique dans les conditions actuelles.

Dans la région du Mont d'Ottan, les filons de quartz hydrothermaux renferment parfois de la galène argentifère. C'est à ces petits gisements que le botaniste Murith fait allusion dans ses notes, à la fin du XVIII^{e} siècle, lorsqu'il parle d'un filon "allant de Ravoire à Gueuroz". Il est probable que le début de l'exploitation de cette galène est bien antérieur à ces observations. Diverses marques de prospection ou d'exploitation sont visibles, en particulier au Chanton de la Ména, à la My et au Coeur.

La principale exploitation, dont il reste encore quelques galeries effondrées, était en activité au début du siècle dernier dans la forêt qui domine le Mont d'Ottan. D'après P. Farquet (1953), elle avait été entreprise par un ingénieur des mines zurichois, Albert Grimbert, auquel le Conseil bourgeoisial de Martigny avait donné une autorisation datée du 29 décembre 1817. Mais l'exploitation n'était pas rentable et Grimbert préféra aller exploiter dans les années suivantes la galène argentifère récemment découverte des Trappistes.

Si les exploitations de galène et de pyrite de l'Arpille ont pu être rentables à une certaine époque, les galeries de prospection creusées par un chercheur de trésors dans les années trente n'ont eu par contre comme seul résultat que "de mettre en gaîté le public de Martigny", comme le dit P. Farquet (1940). Malgré le dicton local affirmant que "l'or du Mont d'Ottan vaut autant que tout le Valais", on n'a jamais trouvé d'or dans le massif de l'Arpille.

7.2. Hypothèses sur la genèse des filons hydrothermaux

L'âge et les conditions de formation des filons hydrothermaux du massif de l'Arpille ne sont pas connus de façon certaine. G.F. Amberger (1960) a décrit à la base de la couverture autochtone du massif des Aiguilles-Rouges, dans la région de Saint-Barthélémy, des filons à pyrite ou galène qui se prolongent dans la base du Trias. Il semble cependant que cette présence dans les terrains sédimentaires soit due à une remobilisation de minéralisations plus anciennes, contemporaines de celles que nous avons décrites dans ce chapitre.

D'autre part, P. Ypma (1959) a décrit dans le massif de Belledonne des gisements de galène très semblables dont les âges moyens déterminés par les isotopes du plomb sont hercyniens (230 millions d'années), mais il faut émettre des réserves très sérieuses au sujet de ces résultats, car la dispersion des âges est énorme, deux échantillons ayant même donné des âges négatifs.

Certains auteurs ont proposé un âge alpin, ou même postalpin pour l'activité hydrothermale dans les massifs cristallins externes. Si c'était le cas, les gisements dateraient d'une période sans phénomènes magmatiques et leur matière proviendrait de gisements plus anciens. Nous aurions alors affaire à des gisements régénérés, comme l'a déjà signalé N. Oulianoff (1943). Mais les travaux de H. Schneiderhöhn (1952) ont montré que dans ces gisements régénérés, les galènes sont très pauvres en argent, ce qui n'est justement pas le cas des galènes de l'Arpille qui ont été exploitées surtout pour leur argent. En fait, les paragenèses observées dans les filons hydrothermaux de la région nous indiquent que leur température de formation était située entre 200° et 300° environ et qu'il s'agit donc de filons mésothermaux. Ces arguments montrent donc que les filons datent vraisemblablement d'une période caractérisée par une activité magmatique.

Les massifs cristallins externes ont été affectés par plusieurs périodes magmatiques, dont certaines sont très anciennes. Cependant, on trouve dans le carbonifère supérieur du synclinal de Salvan des filons hydrothermaux du même type que ceux de l'Arpille. Ces minéralisations sont donc contemporaines ou postérieures au dépôt de ces roches et on peut alors penser qu'elles sont légèrement posthercyniennes, ce qui correspond à peu près à la date déterminée par P. Ypma. L'activité hydrothermale est donc en relation, bien que légèrement postérieure, avec la formation des principaux granites des massifs cristallins externes.

8. FACIES METAMORPHIQUES

8.1. Résumé des observations

L'étude pétrographique des roches du massif de l'Arpille, en particulier des cipolins, montre que ces roches ont été affectées par plusieurs phénomènes métamorphiques successifs qui ont provoqué des transformations minéralogiques. La succession des paragenèses caractéristiques a pu être mise en évidence dans plusieurs cas, et montre l'évolution générale suivante :

- un métamorphisme principal responsable de la formation des gneiss et une migmatisation partielle; il est caractérisé par des minéraux tels que le diopside, la cordiérite, la muscovite et la biotite

- un rétromorphisme lié à une fracturation de la roche, à la formation de pegmatites et d'aplites, et à un enrichissement général en K; il est caractérisé par la transformation du diopside en trémolite et la formation d'orthose

- un rétrométamorphisme lié à une nouvelle fracturation et à des phénomènes hydrothermaux, et caractérisé par de la prehnite et de la chlorite.

Parallèlement à ces phénomènes dont la chronologie est clairement établie par l'étude des roches au microscope, on observe d'autres transformations qui ne peuvent pas directement leur être rattachées. C'est le cas, par exemple, de la scapolitisation et de la saussuritisation des plagioclases, de la pinitisation de la cordiérite et de la chloritisation de la biotite. Nous verrons que la détermination des conditions physiques de formation des paragenèses observées permet néanmoins de formuler certaines hypothèses pour l'établissement d'une chronologie générale des phénomènes métamorphiques qui ont affecté le massif de l'Arpille.

Nous avons tenté dans les paragraphes suivants de définir les conditions de pression et de température qui sont à l'origine des paragenèses

observées, sur la base des données expérimentales actuelles. Il faut cependant constamment garder à l'esprit que ces données proviennent de phénomènes plus simples que ceux qui ont affecté les roches du massif de l'Arpille, en particulier en ce qui concerne le nombre de phases, la nature de la phase gazeuse et les migrations d'éléments. Il est donc fort probable que les conditions de stabilité de certains minéraux puissent ne pas être identiques à celles que nous avons admises sur la base de mesures expérimentales.

8.2. Métamorphisme principal

Le métamorphisme principal est à l'origine de la schistosité et partiellement du rubanage des roches, ainsi que de l'apparition de leurs principaux minéraux constitutifs. La présence de minéraux caractéristiques tels que le diopside, la cordiérite, la muscovite etc... permettent d'estimer les conditions de pression et de température qui régnaient lors de cet épisode métamorphique.

L'absence de wollastonite et la coexistence de calcite et de quartz dans les cipolins indiquent que la pression partielle de CO_2 dans la phase fluide était élevée dans les roches carbonatées ce qui montre l'immobilité de cette phase, typique du métamorphisme régional. Ce renseignement est important pour fixer la limite de formation du diopside. Nous avons adopté sur la fig.20 la courbe qui donne la température maximale en fonction de la pression et qui correspond à une concentration de CO_2 de 0,7 environ. Les valeurs sont tirées des résultats expérimentaux de P.W. Metz et H.G.F. Winkler (1964). Le diopside étant présent sans trémolite primaire dans les cipolins de tout le massif, la courbe d'apparition du diopside de la fig.20 fixe la limite minimum de température.

La présence en de nombreux points de l'Arpille de muscovite primaire associée à de la biotite, du quartz et du plagioclase permet de fixer la limite supérieure de température lors du métamorphisme principal. La stabilité de cette paragenèse a été étudiée expérimentalement par E. Althaus et al.(1970) et B. Storre et E. Karotke (1971) qui ont

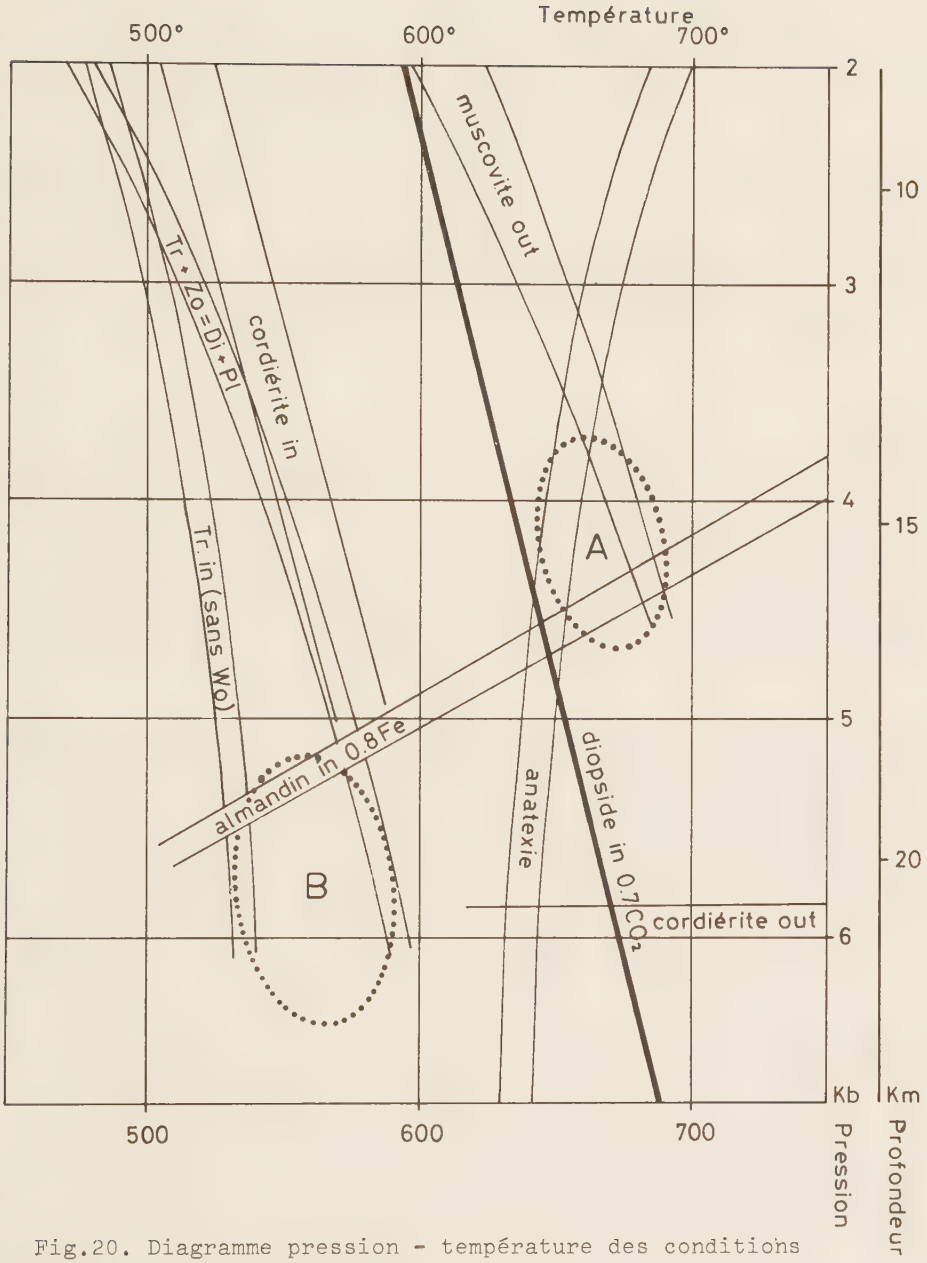


Fig.20. Diagramme pression - température des conditions de stabilité des paragenèses.

A Métamorphisme principal

B Rétromorphoses à orthose ou trémolite

établi la courbe de la fig.20.

La présence de cordiérite a été considérée par D. Krummenacher (1959) comme un indice "d'ultramétamorphisme". Les conditions d'apparition de ce minéral telles qu'elles ont été définies expérimentalement par A. Hirschberg et H.G.F. Winkler (1968), B.J. Hensen et Grenn (1970) et K.L. Currie (1971) sont indiquées sur la fig.20. Les courbes adoptées correspondent à une proportion Fe/(Fe+Mg) de 0,8 environ qui est approximativement le résultat des analyses chimiques de D. Krummenacher. La présence de cordiérite montre que la pression était inférieure à 6 kb environ.

Les deux courbes correspondant à l'apparition du diopside et à la disparition de la muscovite délimitent un domaine assez bien défini du point de vue température, mais laissant une grande latitude possible pour la pression jusqu'à la courbe de disparition de la cordiérite. L'apparition locale de phénomènes de migmatisation montre que les conditions de pression et de température étaient proches de celles de la courbe du début de l'anatexie.

On peut donc estimer que les conditions de formation des paragenèses du métamorphisme principal correspondent à des températures de 640° à 680° et à des pressions de 3,5 kb à 4,5 kb. Ces pressions correspondent à des profondeurs de 13 à 16 km, et le gradient géothermique devait donc être de 45°/km environ, ce qui est considérable. Ces conditions de pression et de température correspondent à celles proposées par J.F. von Raumer (1975).

La présence de cordiérite dans ces conditions de pression et de température est abolument conforme aux résultats des auteurs cités plus haut. On peut donc penser que l'absence de ce minéral dans la partie S du massif est due à la composition originelle des roches, et non aux caractéristiques du métamorphisme. La cordiérite confirme par contre l'élévation du gradient géothermique.

La pression partielle de CO_2 élevée dans les cipolins montre que la mobilité était très faible dans la phase fluide et que le métamorphisme s'est donc déroulé sans échanges de matière importants. Seule

une légère remobilisation locale s'est produite sur quelques mm, provoquant la foliation des gneiss et l'apparition de niveaux de contact tels que les zones amphiboliques des cipolins.

Il est probable que la humite que l'on trouve dans les cipolins de Charavex a aussi été formée lors du métamorphisme principal. La scapolite est aussi contemporaine, car comme nous le verrons dans les paragraphes suivants, la pression partielle de CO_2 a été relativement faible dans les épisodes métamorphiques suivants.

8.3. Rétromorphoses à orthose ou trémolite

Ultérieurement au métamorphisme principal, le massif a subi localement une fracturation qui a permis la diffusion de fluides responsables de transformations minéralogiques parfois importantes. La principale action de cette phase fluide est l'apparition de pegmatites et d'aplites, et un enrichissement général en K, c'est-à-dire en feldspath potassique et en muscovite, aux abords des fissures.

Les phénomènes de rétromorphose liés à la présence de ces fissures sont caractérisés par l'apparition d'épidotes, la transformation du diopside en trémolite, et du grossulaire en idocrase. La hornblende présente un éclaircissement de sa couleur qui passe d'un vert-brun à un vert légèrement bleuté.

Les conditions physiques et chimiques de formation des paragenèses décrites dans ce paragraphe sont plus difficiles à préciser que celles du métamorphisme principal. On peut d'ailleurs penser qu'elles ont été variables dans le temps et dans l'espace.

La limite supérieure de température pour le domaine compatible avec les paragenèses observées est fixée par la transformation du diopside en trémolite. Cette réaction était autrefois considérée comme caractéristique du passage du faciès à amphibolite au faciès schistes-verts (H.G.F. Winkler, 1965). La pression partielle de CO_2 ayant une influence importante sur la position de cette limite, on a plutôt tendance à

la remplacer aujourd'hui par l'apparition de la cordiérite ou de la staurotide.

B. Storre et K.H. Nitsch (1972) ont montré que la pression partielle de CO_2 devait être faible lors de la formation de la zoïsite, les valeurs maximales obtenues par ces auteurs variant de 0,02 à 0,10 CO_2 lorsque la pression passe de 2 à 7 kb. Les paragenèses à orthose, zoïsite et trémolite montrent donc qu'il faut adopter les pressions partielles de CO_2 citées ci-dessus pour fixer la limite supérieure de formation de la trémolite, car on n'observe en effet jamais de diopside stable en présence de zoïsite. La courbe représentant les conditions physiques de la transformation du diopside en trémolite pour les pressions partielles de CO_2 compatibles avec la formation de zoïsite est indiquée à la fig.20 avec la mention schématique Tr + Zo = Di + Pl.

La limite inférieure du domaine de formation des paragenèses à trémolite est basée sur l'absence de transformation du diopside en talc et correspond donc à la réaction de transformation de la trémolite en talc. Comme pour la réaction précédente, la pression partielle de CO_2 dans la phase fluide a une influence importante sur les valeurs obtenues. L'absence de wollastonite et l'association de la calcite et du quartz montrent cependant que la proportion de CO_2 ne pouvait pas être inférieure à certaines valeurs comprises entre 0,04 et 0,08 CO_2 suivant la pression, ces valeurs étant déduites des résultats de R.I. Harker et O. Tuttle (1956) et H.J. Greenwood (1967). La limite inférieure du domaine de formation de la trémolite en l'absence du talc et de la wollastonite est indiquée sur la fig.20 avec la mention Tr.in (sans Wo).

Les 2 courbes de limite inférieure et supérieure du domaine de stabilité des paragenèses observées se croisent à une pression de 2,5 kb environ, excluant toute pression inférieure. La détermination plus précise de la pression en-dessus de cette limite n'est pas possible sur la base des seules observations faites dans le massif de l'Arpille. Cependant, cet épisode métamorphique est vraisemblablement le même que celui qui a métamorphisé les séries verte

et satinée décrites par R. Laurent (1967) dans le S du massif des Aiguilles-Rouges. D'après les paragenèses observées par cet auteur, telles que l'association plagioclase-chlorite-almandin par exemple, on remarque que le gradient géothermique était passablement plus faible que lors du métamorphisme principal, peut-être 25 à 30°/km.

On peut alors proposer des températures de formation de ces paragenèses situées entre 530 et 590° et des pressions de 5 à 6,5 kb.

Nous avons vu au par.3.4 que l'orthose et la trémolite sont souvent associées à de l'idocrase qui provient d'une rétromorphose du grossulaire. Les études expérimentales de B. Storre (1970) concernant la stabilité du grossulaire ont montré que ce minéral ne se décomposait sans formation de wollastonite qu'à partir d'une pression partielle de CO_2 de 0,13 (à 2 kb). D'autre part, la courbe adoptée pour la limite supérieure du domaine d'apparition de la trémolite implique que cette pression partielle n'a guère pu dépasser 0,25 CO_2. On voit donc que les paragenèses à idocrase et trémolite se sont probablement formées à des pressions partielles de CO_2 relativement basses.

En accord avec les conditions de pression et de température (fig.20), 2 autres phénomènes de rétromorphose semblent pouvoir être rattachés à cet épisode métamorphique : la pinitisation de la cordiérite et la saussuritisation du plagioclase. Les observations de P. Sublet (1962) sur les conglomérats carbonifères du synclinal de Salvan montrent d'ailleurs que la saussuritisation est antéwestphalienne et, comme nous le verrons plus loin, nous proposons un âge hercynien pour les phénomènes décrits dans ce paragraphe.

Une autre paragenèse observée dans des fissures, et probablement contemporaine de celles décrites ici, a un intérêt particulier pour l'interprétation des datations. On remarque en effet dans les gneiss des fissures cicatrisées par de l'orthose et contenant du zircon en quantité considérablement plus importante que dans le reste de la roche.

8.4. Rétromorphoses tardives

Postérieurement aux phénomènes caractérisés par le feldspath potassique et la trémolite, on observe une nouvelle génération de fissures cicatrisées essentiellement par du quartz, mais dans lesquelles on remarque d'autres minéraux tels que la prehnite, la chlorite, la pyrite ou la galène. Comme nous l'avons vu au chapitre 7, la cicatrisation de ces fissures s'est parfois effectuée en plusieurs étapes, ce qui montre que les conditions physiques et chimiques ont considérablement varié pendant sa formation. Il est aussi probable que les conditions de pression, de température et de chimisme étaient très variables dans l'espace.

Les travaux de J.G. Liou (1971) et A.B. Thompson (1971) sur la stabilité de la prehnite montrent que la limite supérieure de température se situe aux environs de 400°. La présence de ce minéral implique de plus une pression partielle de CO_2 inférieure à 0,01 lors de sa formation. Les conditions de formation des sulfures et de la fluorine correspondent à des températures relativement basses, probablement entre 50 et 200°.

Dans les Alpes, on attribue traditionnellement la formation de la prehnite à un métamorphisme d'enfouissement dû à l'accumulation des sédiments alpins. Nous pensons plutôt que cette zéolite, ainsi que les autres minéraux caractéristiques de ces phénomènes tardifs et accompagnés par le quartz, se sont surtout formés par voie hydrothermale pendant une période très longue et qui débute pendant l'orogenèse hercynienne. Ces phénomènes ont donc directement succédé au métamorphisme hercynien, avant le dépôt des roches du synclinal carbonifère, et se sont prolongés, tout en diminuant d'intensité, pendant une longue période.

La chloritisation de la biotite doit probablement être rattachée à l'influence des manifestations hydrothermales décrites ci-dessus.

8.5. Datation des phénomènes métamorphiques

De nombreuses déterminations d'âge ont été effectuées sur les roches des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges (Tableau no.21). Les résultats ont été publiés par D. Krummenacher et al. (1960), A. Buchs et al. (1962), J. Bertrand et al. (1965), R.Chessex et al. (1966) et R. Laurent (1967). Une analyse globale des résultats a été donnée par R. Laurent et al. (1967).

Les datations des zircons des granites du massif des Aiguilles-Rouges (Vallorcine, Pormenaz, etc...) par la méthode du plomb total ont fourni des âges de 300 millions d'années environ. L'étude de P. Sublet (1962) sur les roches carbonifères de la région a montré par ailleurs la présence de galets de ces granites dans les sédiments du carbonifère supérieur, ce qui indique que ces roches sont en tout cas antéwestphaliennes. Les datations font donc adopter un âge hercynien pour la formation des granites du massif des Aiguilles-Rouges.

A la suite des propositions faites par D. Krummenacher (1959) dans son étude sur "le cristallin de la région de Fully", des datations ont été entreprises dans les gneiss et les migmatites du massif des Aiguilles-Rouges, massifs de l'Arpille et de Fully compris. Ces mesures devaient déterminer si la "série de Fully" délimitée par cet auteur dans ces 2 derniers massifs présentait des âges contemporains de ceux du reste du massif, ou postérieurs. Parmi les 5 datations réalisées dans cette "série", les 3 qui proviennent de roches prélevées dans le massif de l'Arpille ont des âges tout à fait comparables à ceux du reste du massif. 2 échantillons prélevés dans le massif de Fully ont par contre fourni des valeurs d'âge beaucoup plus anciennes (736 et 770 millions d'années).

Les gneiss du massif des Aiguilles-Rouges et de l'Arpille, à l'exception des 2 datations de Fully, donnent une moyenne d'âge de 477 millions d'années, avec un écart-type de 71 millions d'années. Ces âges correspondent donc au Cambrien et au Silurien, et pourraient être attribués à l'orogenèse calédonienne.

Parmi ces valeurs, les déterminations d'âge les plus anciennes proviennent de paragneiss non migmatisés dans lesquels, selon R. Laurent et al.(1967), il est possible de distinguer, d'après leur morphologie, des zircons d'origine sédimentaire. Nous pensons cependant qu'il n'est pas possible, dans des roches aussi fortement métamorphisées, de distinguer des zircons antérieurs ou contemporains du métamorphisme.

Nous avons par contre fait remarquer au par.8.3 qu'on peut observer des fissures cicatrisées par de l'orthose et pouvant contenir une proportion importante de zircon (jusqu'à 5 %) à formes cristallines parfaites, alors que les gneiss eux-mêmes contiennent très peu de ce minéral. Le matériel qui cicatrise ces fissures est très probablement une manifestation tardive de la formation des granites et doit être rattaché à l'orogenèse hercynienne. Les zircons de ces fissures, plus jeunes que le reste de la roche, ont certainement influencé les dates obtenues. R. Laurent et al.(1967) attribuent l'énorme dispersion des valeurs au mélange de zircons sédimentaires et de zircons dus au métamorphisme principal. On peut dès lors se demander s'il ne s'agit pas plutôt d'un mélange de zircons de la phase métamorphique principale et de l'orogenèse hercynienne. Dans ces conditions, l'âge maximum mesuré de 590 millions d'années ne représenterait pas l'âge maximum de la série, mais l'âge minimum. Nous pensons en fait plutôt que les mesures d'âge obtenues sur les zircons dans les gneiss du massif des Aiguilles-Rouges se rattachent à ces 3 origines (sédimentaire, métamorphisme principal, filons hercyniens). On ne peut donc, dans l'état des connaissances actuelles, tirer aucune conclusion sur l'âge de la sédimentation des roches de la série des Aiguilles-Rouges ni sur l'âge de son métamorphisme principal.

Des âges ont aussi été déterminés sur la biotite, la muscovite, l'orthose et la hornblende. Ces datations par la méthode potassium-argon fournissent des valeurs comprises entre 213 et 292 millions d'années ce qui, en tenant compte d'une légère perte en argon, correspond à l'orogenèse hercynienne. Cette date n'est probablement pas celle de la formation de ces minéraux, mais plutôt celle d'une

modification qui a provoqué une remise à zéro de la proportion Ar/K par un réchauffement.

Alors que la phase hercynienne a été suffisamment marquée pour modifier les micas, la phase alpine, moins prononcée, n'a influencé que certaines zones particulières.

Tableau n° 21 : Datations dans le massif des Aiguilles-Rouges

Méthodes	Minéraux	Roches	Massifs	Références	Ages (M.A.)	Moyenne	Ecart-type
K-Ar	biotite	Gneiss et migmatites	Aiguilles-Rouges	D. Krummenacher et al. (1960)	144	236	± 39
				"	266		
				R. Laurent (1967)	213		
	muscovite			"	241		
	hornblende			"	276		
	biotite		Fully	D. Krummenacher et al. (1960)	292		
	muscovite			"	237		
	biotite	Granites	Vallorcine	"	225		
			Pormenaz	R. Laurent (1967)	215		
	orthose			"	247		
Pb-α	zircon		Vallorcine	A. Buchs et al. (1962)	460	299	± 64
				R. Chessex et al. (1966)	267		
				"	237		
				"	293		
				"	275		
			Pormenaz	J. Bertrand et al. (1965)	290		
				R. Laurent (1967)	347		
			Montées-Pélissier	"	250		
			La Motte	R. Chessex et al. (1966)	271		
		Gneiss et migmatites	Aiguilles-Rouges	A. Buchs et al. (1962)	410	477	± 71
				R. Chessex et al. (1966)	405		
				"	432		
				"	583		
				"	509		
				"	590		
				"	475		
			Arpille	A. Buchs et al. (1962)	350		
				R. Chessex et al. (1966)	483		
				"	507		
			Fully	A. Buchs et al. (1962)	736	753	± 17
				"	770		

9. TECTONIQUE

9.1. Introduction

Bien que la structure observable du massif de l'Arpille soit considérablement perturbée par les mouvements gravifiques superficiels décrits au chapitre 11, les roches permettent d'étudier des structures et des textures qui nous renseignent sur la structure générale et l'histoire tectonique du massif. Nous avons déjà cité dans les chapitres précédents certains caractères tectoniques à l'occasion de la description de paragenèses minérales avec lesquelles elles sont en relation. Les observations détaillées montrent plusieurs types de discontinuités plicatives ou rupturelles, non contemporaines et différentes par leur origine. Il n'est malheureusement possible d'étudier leurs relations en détail que sur des affleurements particulièrement favorables. On peut alors parfois observer l'orientation des axes de plis et leur vergence, l'orientation des fractures, la succession des phases de déformation et leur rapport avec le métamorphisme.

La structure du massif de l'Arpille, comme celle de tout le massif des Aiguilles-Rouges d'ailleurs, a donc été modifiée lors de plusieurs périodes de déformation successives dont la distinction n'est pas toujours aisée. Comme l'a déjà signalé N. Oulianoff (1937) on observe que plusieurs orogenèses successives ont laissé des traces de leurs "tectoniques superposées". Ce sont :

- une phase ancienne, antéhercynienne, qui est à l'origine de la schistosité et d'un plissement isoclinal

- la phase hercynienne qui a provoqué une microfracturation abondante

- une période de déformations cassantes tardi-hercyniennes qui divise le massif en plusieurs compartiments et provoque la formation du synclinal de Salvan

- la phase alpine qui accentue la division du massif en compartiments et marque le voisinage du synclinal de Chamonix par un clivage très important.

9.2. Les déformations antéhercyniennes

Lors d'une orogenèse ancienne, le massif de l'Arpille, alors lié au massif des Aiguilles-Rouges, a évolué dans des conditions de profondeur qui ont entraîné des transformations minéralogiques importantes que nous avons décrites sous le nom de métamorphisme principal (par.8.2). Cette évolution s'est accompagnée de la formation de la schistosité des gneiss et de plis isoclinaux qui s'observent dans les roches rubanées (cipolins et amphibolites). Dans les charnières de ces plis, l'orientation des minéraux, visible sur la roche ou au microscope, montre que ces phénomènes ont donc trouvé tous deux leur origine dans une même phase de déformation. La schistosité n'est en effet pas déformée par les plis isoclinaux et l'orientation générale des minéraux reste toujours parallèle à l'orientation du rubanage et de la schistosité, même dans les charnières.

Dans les gneiss, l'homogénéité de la roche et la mauvaise qualité des affleurements ne permettent que très rarement l'observation des plis isoclinaux et synschisteux. Ces déformations doivent cependant affecter tout le massif. Dans les cipolins rubanés, ces plis sont parfaitement isoclinaux et très étirés. Ils s'observent particulièrement bien dans les affleurements du chemin de Litro (fig.22) où les lits silicatés peuvent être suivis sur de longues distances. Sur un même lit, les charnières sont généralement séparées par plusieurs mètres. Or, dans la plupart des affleurements de roches rubanées, il est très difficile de suivre les niveaux sur de telles distances, ce qui nous explique qu'il est souvent impossible d'observer ces plis, bien qu'ils soient certainement présents. L'observation de la vergence des plis isoclinaux montre que ces plis sont de plus en plus fréquents en s'approchant des charnières principales. Les mesures d'orientation dans ces déformations sont toujours bien définies,

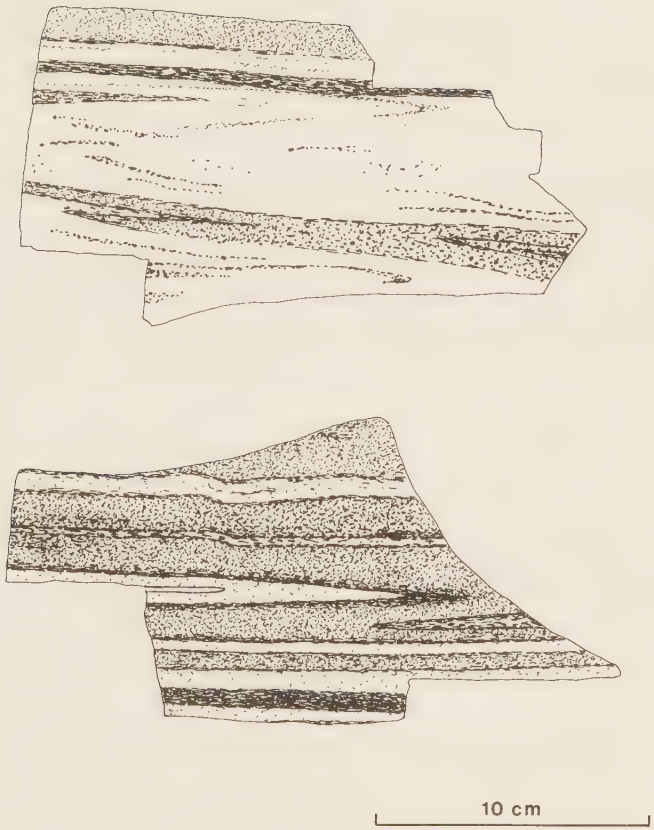


Fig.22. Plis synschisteux dans les cipolins de Litro.

les axes étant assez exactement parallèles à une même orientation dans un affleurement.

Nous avons décrit au par.3.3 des fractures cicatrisées par du diopside, dont l'origine pourrait sembler à première vue antérieure au métamorphisme principal et à la schistosité, et qui auraient été conservées dans des noyaux de roches dures qui ont résisté à ces déformations. Il est plus probable que ces fractures proviennent d'une déformation (éventuellement fracturation hydraulique) contemporaine des déformations isoclinales paroxysmales.

Dans la majeure partie du massif, la structure résultant de la tectonique antéhercynienne a été oblitérée par les déformations ultérieures. Cependant, comme nous l'avons vu dans les chapitres consacrés aux cipolins et aux amphibolites, 2 zones ont été suffisamment épargnées pour que leur structure antéhercynienne soit encore visible.

La région de Charavex-Mont d'Ottan-les Planards (fig.9 et 16) présente une structure presque monoclinale peu inclinée montrant 2 niveaux de cipolin bien distincts et des niveaux d'amphibolite adjacents, l'ensemble étant caractérisé par une symétrie qui ne doit probablement pas être attribuée au hasard. La coupe NE-SW de la fig.17 montre bien la disposition réciproque de ces divers niveaux, mais les hypothèses sur la structure tectonique de cette partie du massif doivent être envisagées sur un profil NW-SE (fig.23), du fait de la disposition des plis isoclinaux. Les axes de ces plis suivent des directions de 60-70/10-15, les plans axiaux correspondant au pendage de la schistosité. Les vergences observables ont été reportées sur cette coupe et permettent de constater que la région est affectée par un plissement isoclinal synschisteux formant un grand pli couché à enracinement au NW (fig.24). Il faut cependant remarquer que rien n'indique si ce pli représente une zone anticlinale ou synclinale. Dans la partie française du massif des Aiguilles-Rouges, J. Bellière (1958) a noté un enracinement du plissement vers l'E, mais ses conclusions sont basées sur l'obervation de la vergence de plis postschisteux.

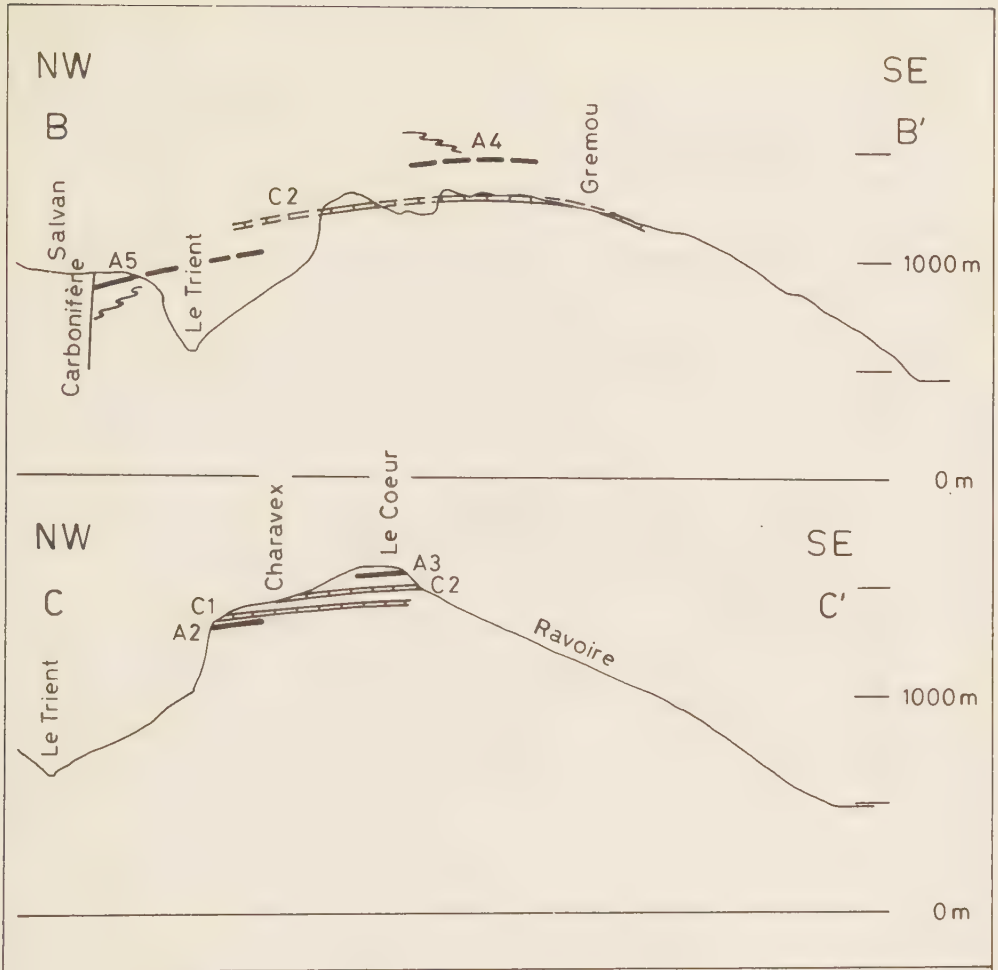


Fig.23. Profils NW-SE dans la partie N du massif.

Situation : voir fig.16.

1 Km

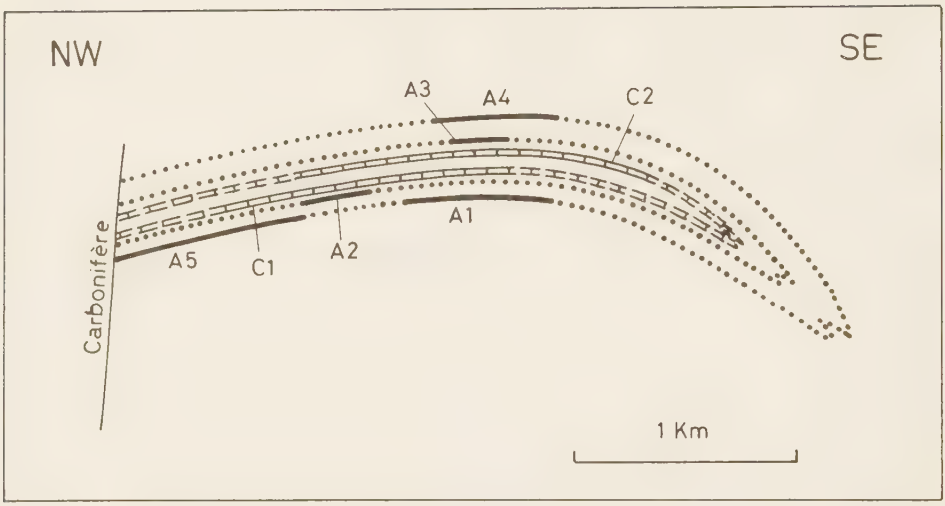


Fig.24. Profil hypothétique montrant les relations entre les divers niveaux caractéristiques du N du massif.

La zone de Litro-Tête Noire présente une schistosité considérablement plus inclinée (125/55) que dans la partie N du massif et les axes des plis synschisteux ont une orientation de 140/45, c'est-à-dire qu'ils suivent une direction à-peu-près perpendiculaire à celle observée plus au N. Dans cette région, le plissement isoclinal des cipolins est extrêmement accentué, ce qui se marque non seulement par l'allure du plissement sur les affleurements, mais aussi par la disposition des nombreux petits niveaux de cipolins dans les gneiss fins. Ces niveaux représentent probablement des plis très effilés, mais les conditions d'observation ne permettent pas de l'affirmer avec certitude. L'observation de la vergence des plis montre que les cipolins correspondent ici à la zone axiale du plissement, avec un enracinement vers le S.

Il nous semble donc qu'il faut admettre qu'une de ces zones a subi un basculement par rapport à l'autre dans une période ultérieure. Comme nous le verrons au paragraphe suivant, les plis postschisteux de la fin de l'orogenèse hercynienne ont une orientation commune dans tout le massif, et il est donc probable que ce basculement daterait du début de l'orogenèse hercynienne.

9.3. Les déformations hercyniennes

Le comportement des massifs cristallins externes lors de l'orogenèse hercynienne est très différent de celui de la phase ancienne à déformations isoclinales. Les roches déjà profondément métamorphisées de la série des Aiguilles-Rouges (tout le massif de l'Arpille compris) ne subissent que peu de transformations, alors que les sédiments des séries verte et satinée de C. Bordet (1961), absents dans le massif de l'Arpille, sont alors métamorphisés et marqués par une schistosité hercynienne. La formation des grands massifs granitiques date aussi de cette orogenèse et a été accompagnée de l'apparition de nombreux filons aplitiques et pegmatitiques.

La tectonique hercynienne est surtout marquée dans le massif de l'Arpille par une microfracturation des roches semblable à celle décrite par J. Bellière (1958) dans les "gneiss de Chéserys" de

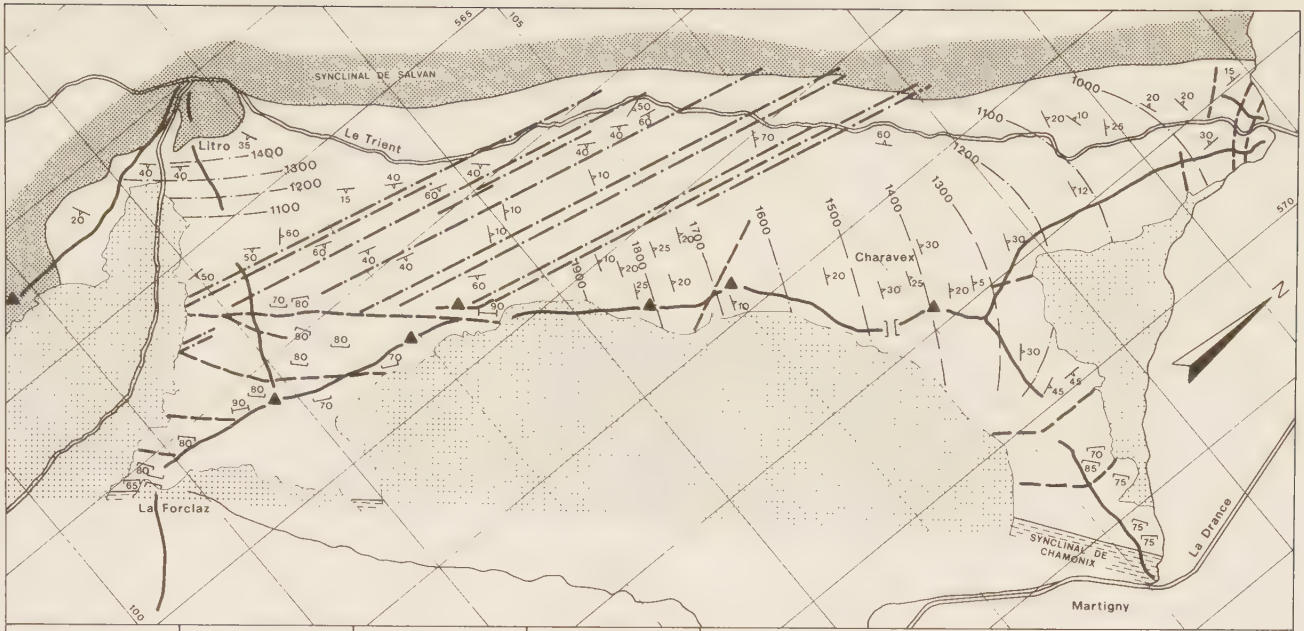
la partie française du massif des Aiguilles-Rouges, mais beaucoup moins accentuée. Ces déformations rupturelles, dont les fractures cicatrisées ne sont souvent pas visibles à l'oeil nu, se sont développées dans des conditions de pression et de température assez élevées, et avec un apport d'ions dû à la formation des massifs granitiques.

La formation des granites a aussi entraîné l'apparition de filons pegmatitiques et aplitiques dans certaines fissures, les autres étant cicatrisées par de l'orthose due à l'apport de K^+, de l'épidote, de l'idocrase, de la trémolite, etc...

Les fractures hercyniennes, caractérisées par les aplites, les pegmatites et la présence d'orthose, suivent plusieurs directions représentées sur la fig.25. On voit en particulier que ces fissures ont le plus fréquemment des orientations N-S, E-W et NW-SE.

Nous avons déjà vu au chapitre 8 qu'on observe un changement des paragenèses typiques pendant les déformations hercyniennes, dû à une diminution de la pression et de la température et à une variation de l'influence chimique liée à la formation des granites. Parallèlement à ce passage d'un stade pegmatitique à un stade hydrothermal, on observe un changement dans le type de fracturation, la microfissuration avec cicatrisation disparaissant au profit de grandes failles de cisaillement à rejet vertical et généralement orientées N-S. Ces failles sont soulignées par une zone de broyage mylonitique et nous les désignerons par la suite sous le nom de failles mylonitiques.

Au contact des niveaux de cipolin, les fractures sont injectées par la partie la plus carbonatée de ces roches, dont le comportement était alors relativement plastique. Ces phénomènes d'injection ou de déformation des niveaux de cipolin au contact des failles hercyniennes se sont accompagnés d'un intense plissement des niveaux silicatés contenus dans la roche. L'affleurement de la Gouille Verte montre ces plis de la façon la plus spectaculaire et N. Oulianoff (1924) en a donné plusieurs photographies magnifiques. Ces plis sont cylindriques et présentent souvent un aspect coffré. Comme les plis isoclinaux, il s'observent surtout dans les zones les plus rubanées.



Zone de Litro

- schistosité Litro
- schistosité Tête Noire
- axes plis synschisteux

Zone de Charavex

- schistosité Charavex
- schistosité Sur le Mont
- schistosité Les Planards
- axes plis synschisteux

Orogenèse hercynienne

- Filons pegmatitiques ou aplitiques
- Failles schisteuses (mylonitiques)

Orogenèse alpine

- Clivage alpin
- Failles alpines

P. Blanc : Géologie du massif de l'Arpille

Carte tectonique

Fig 25

- Glissements et éboulis importants
- Failles hercyniennes
- Failles alpines
- 1400 Carte structurale du plan moyen de cipolins
- 30 Schistosité
- 80 Clivage alpin

1 Km

Les lits silicatés qui apparaissent en relief sur les affleurements ont subi une déformation plastique cylindrique conservant leur épaisseur, et tous leurs minéraux sont déformés par le plissement, ce qui montre bien que la déformation est postérieure à leur cristallisation. L'espace compris entre les lits silicatés plissés est occupé par de la calcite grossièrement cristallisée et dont l'orientation n'est pas influencée par la déformation, la cristallisation de ce minéral étant donc postérieure au plissement cylindrique. Dans la partie calcaire nagent souvent des débris de niveaux silicatés qui témoignent de l'intensité de la déformation. Localement, les niveaux de cipolin injectés ont pu aussi être affectés par un boudinage généralement assez incohérent, les deux phénomènes de plissement et de boudinage ayant parfois abouti à une dispersion de débris silicatés dans la masse de calcite.

Les plis cylindriques qui affectent les cipolins ne doivent donc pas être considérés comme les témoins d'un plissement généralisé du massif, mais le résultat de déformations rupturelles n'ayant provoqué des déformations plastiques presque que dans les cipolins. Les mesures d'orientation des axes de ces plis cylindriques montrent des directions légèrement inclinées vers le N, dans le plan des fractures de cisaillement mylonitiques, c'est-à-dire des directions d'axe de 10-20/0-20 environ.

Il est intéressant de constater que cette orientation des plis cylindriques est la même dans les 2 zones dont nous avons parlé au par.9.2, alors que les orientations des plis synschisteux étaient perpendiculaires. Cette observation montre que le basculement d'un de ces blocs par rapport à l'autre doit être situé au début de l'orogenèse hercynienne.

9.4. Les déformations du Carbonifère supérieur

Le Carbonifère supérieur (et le Permien) est marqué par le dépôt de sédiments détritiques d'abord grossiers (poudingues de Vallorcine), puis plus fins (grès, schistes, ardoises). Simultanément, on observe

la formation du synclinal de Salvan qui permet aujourd'hui d'observer ces roches. Les manifestations hydrothermales de la fin de l'orogenèse hercynienne, en relation avec l'apparition des granites, se poursuivent pendant le Carbonifère supérieur, comme le montrent les filons de quartz et les concentrations de sulfures que l'on rencontre dans les roches du synclinal de Salvan.

Les déformations de cette période sont en fait la suite directe de celles de l'orogenèse hercynienne, avec une persistance des mouvements le long de grandes failles mylonitiques séparant des blocs qui se déplacent verticalement les uns par rapport aux autres. Certains mouvements emprisonnent de grandes masses de sédiments carbonifères entre des massifs de roches métamorphiques, formant des synclinaux pincés tels que celui de Salvan. Comme l'a déjà remarqué N. Oulianoff (1924) entre autre, ces synclinaux sont multiples et complexes et constituent les meilleurs témoins de l'activité tectonique lors du Carbonifère supérieur.

Le comportement des massifs cristallins est donc très différent de celui de la couverture sédimentaire carbonifère. Les premiers se soulèvent, séparés par des failles datant de l'orogenèse hercynienne, ce mouvement étant parfois accompagné par le basculement de ces massifs. Par contre, les sédiments carbonifères ont un comportement essentiellement plastique et, se trouvant souvent situés entre des blocs cristallins à comportement rigide, ils forment des synclinaux pincés et faillés plus ou moins importants.

Certaines failles montrent un remplissage de sédiments détritiques du Carbonifère supérieur, partiellement broyés par le cisaillement. De telles failles ont déjà été observées par N. Oulianoff (1924) dans la région de la Preisa, et il a décrit ces affleurements de Carbonifère comme des synclinaux supplémentaires. Cette disposition des sédiments carbonifères à l'intérieur de fissures a déjà été signalée dans les massifs cristallins externes par C. Bordet (1961) et P. Bordet (1963) qui décrivent ces failles sous le nom de "joints tectoniques comblés". Ils considèrent que le phénomène qui est à l'origine de ces joints est un remplissage par gravité de fissures

ouvertes et que le mouvement de ces failles est contemporain du dépôt des sédiments emprisonnés.

Le massif de l'Arpille est coupé par plusieurs grandes failles mylonitiques qui se marquent bien dans la topographie et dont les mouvements ontdû persister depuis l'orogenèse hercynienne jusqu'à la fin du Carbonifère ou du Permien. La plus commode à étudier est celle de la Preisa, qu'on observe particulièrement bien au-dessous de ce pâturage, dans les parois du Sex. Si nous longeons au sommet des éboulis les parois rocheuses qui surplombent le Trient sur sa rive droite, nous découvrons à 150 m au NW du câble indiqué par le pt 1388, un autre câble un peu moins important marquant la position de cette faille. Il s'agit ici d'une zone fortement laminée sur une épaisseur de 1 à 3 m et présentant un aspect schisteux. La zone laminée est formée par des schistes et des conglomérats affectés par un clivage schisteux vertical bien marqué. Les éléments des conglomérats (quartz, gneiss, etc...) sont étirés. Une comparaison avec les roches du synclinal de Salvan et celles des petits affleurements de roche carbonifère signalés par N. Oulianoff (1924,1951) à la Preisa nous permet de considérer ces roches comme des sédiments carbonifères plutôt que comme des mylonites provenant du broyage des gneiss encaissants. Les sédiments du Carbonifère affleurent donc bien au-dessous de la Preisa, formant un profond remplissage d'une faille.

On peut suivre cette faille du regard dans les parois inacessibles situées au-dessous du plateau de la Preisa. Son orientation nous permet de la retrouver à leur sommet avec les mêmes caractéristiques que précédemment, mais elle est multiple dans cette zone plus élevée. La faille principale se marque dans la topographie par une profonde dépression. Dans les rochers qui la surplombent à l'E, nous trouvons les affleurements de roches carbonifères signalés par N. Oulianoff (1924,1951) et qui marquent la position d'autres failles contenant un remplissage de ces sédiments.

A notre connaissance, les fractures à remplissage de sédiments carbonifères sont limitées au faisceau de failles de la Preisa. Le massif est cependant coupé par de nombreuses autres failles approximativement orientées N-S et soulignées par des zones de broyage ou des

mylonites. Ces failles sont particulièrement abondantes sur la rive droite de la vallée du Trient entre Planajeur et Salvan, où elles se marquent souvent dans la morphologie par la présence de châbles.

9.5. Les déformations alpines

L'orogenèse alpine est caractérisée entre autre par une montée des massifs cristallins externes par rapport aux autres unités alpines. Alors que dans les Alpes les déformations sont généralement importantes, le massif des Aiguilles-Rouges n'a subi que peu de transformations, tant métamorphiques que tectoniques, lors de l'orogenèse alpine. L'ascension du massif de l'Arpille a provoqué des mouvements le long de failles hercyniennes préexistantes et l'apparition de nouveaux systèmes de failles largement décrits par D. Jamier (1975). Le système le plus important est orienté parallèlement au synclinal de Chamonix et l'ascension des massifs cristallins a contribué à accentuer le synclinal de Salvan (fig.25).

Alors que les roches sédimentaires du synclinal de Chamonix, encore relativement plastiques, ont été affectées par un plissement isoclinal, comme l'a montré S. Ayrton (S. Ayrton et H. Badoux,1966), les roches rigides du massif de l'Arpille ont subi un clivage dont l'importance va en augmentant lorsqu'on se rapproche du synclinal, jusqu'à produire une roche complètement laminée dans laquelle il n'est plus possible de reconnaître la roche préexistante. Près du synclinal de Chamonix, les structures antéalpines sont donc complètement masquées par le clivage alpin vertical qui a été parfois confondu avec la schistosité ancienne des gneiss.

Une seconde zone d'intense clivage alpin s'est développée autour d'une faille qui coupe tout le massif en deux, parallèlement au synclinal de Chamonix. Cette faille est bien visible en-dessous de la Gouille Verte où elle est localement injectée par des cipolins. C'est cette faille que N. Oulianoff (1924) a représentée comme une couche "calcaire" verticale. Elle se suit aisément dans la morphologie sur le plateau supérieur du massif, et les travaux en galerie ont montré qu'elle se prolongeait considérablement plus loin au N.

Les déformations alpines sont aussi à l'origine d'un système de failles verticales, perpendiculaires au synclinal de Chamonix et parallèles à la vallée du Rhône à l'aval de Martigny. Ces failles qui sont surtout fréquentes dans les environs de Gueuroz ont été signalées par N. Oulianoff (1973) et sont à l'origine du creusement de la vallée du Rhône entre Martigny et le Léman.

9.6. Structure générale du massif

La recherche de la structure du massif de l'Arpille était le principal objet des travaux de E. Ketterer (1912) et N. Oulianoff (1924), mais bien que ces deux auteurs aient eu recours à des méthodes d'investigation assez semblables, leurs résultats diffèrent sensiblement. Les deux interprétations sont basées sur la reconstitution de la géométrie de niveaux repères tels que les cipolins en particulier. E. Ketterer assimile malheureusement ces cipolins aux calcaires mésozoïques du synclinal de Chamonix et il en résulte une interprétation structurale qui n'est confirmée ni par l'observation sur le terrain, ni par l'étude pétrographique des roches. N. Oulianoff au contraire part de données pétrographiques et cartographiques exactes et il estime qu'il existe un niveau de cipolin unique affecté par une tectonique plicative qui fait apparaître la couche calcaire dans les différents affleurements cartographiés. L'hypothèse de l'unicité et de la continuité de cette couche est très restrictive et impose à N. Oulianoff une interprétation incertaine. Les nouveaux affleurements de cipolin que nous avons découverts dans le massif nous obligeraient à ajouter des plis supplémentaires pour pouvoir faire passer la couche par ces affleurements. Il nous semble plus simple d'admettre qu'il a pu éventuellement exister plusieurs niveaux de cipolin et surtout que des failles ont pu interrompre leur continuité.

L'interprétation de la structure du massif de l'Arpille d'après les observations de surface est rendue très difficile par le fait que les affleurements sont soit peu accessibles, soit rendus inutilisables du fait des mouvements gravifiques qui ont affecté une partie importante de la région. En effet, le massif est partiellement cerné

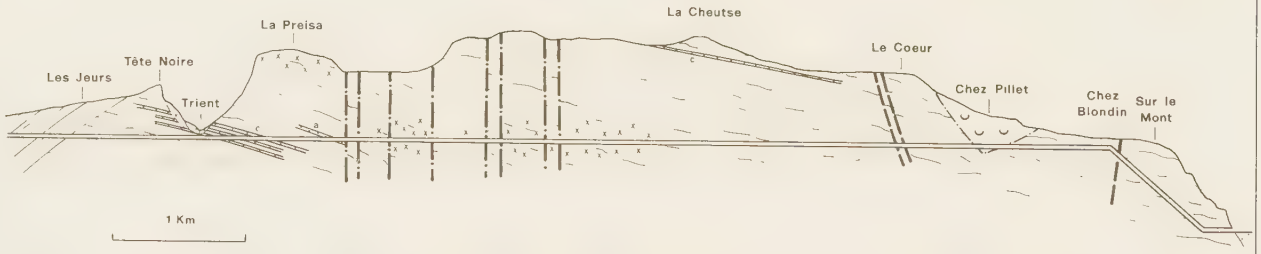
par des parois pratiquement inaccessibles et dans lesquelles il n'est possible de faire que quelques observations localisées. Le reste du massif a subi des phénomènes de basculement, d'écroulement ou de glissement qui ont provoqué des changements importants dans la position des niveaux caractéristiques et dans l'orientation des directions mesurables (schistosité, clivage, fracturation, plissement, etc...).

Cependant, les travaux de la galerie Châtelard-Ravoire ont permis l'observation d'une coupe continue traversant tout le massif de l'Arpille dans sa plus grande longueur (fig.26). L'intérêt de cette galerie pour la reconstitution de la structure du massif est considérable, car elle nous renseigne de façon indiscutable sur l'orientation de la schistosité et des axes de plis et sur la position de grandes failles.

L'ensemble des observations montre qu'on ne peut pas interpréter la structure du massif comme le résultat d'un seul type de déformation, mais qu'il faut tenir compte de l'ensemble des phénomènes, même si le résultat ne permet pas de donner une solution complète au problème. On peut d'emblée diviser le massif en plusieurs zones déterminées par la position des failles hercyniennes et alpines (fig.25).

Tout le flanc SE du massif de l'Arpille est profondément marqué par un clivage alpin qui masque souvent complètement la structure antéalpine, et parfois même la texture ancienne des roches. Si ce clivage alpin ne se marque intensément que sur quelques dizaines de mètres dans le N du massif, il joue un rôle beaucoup plus important au S et dans la région du glissement de Ravoire, dont il est une des causes importantes.

La partie N du massif a déjà été décrite au par.9.2. C'est une zone peu affectée par les tectoniques hercyniennes et alpines et dans laquelle la reconstitution de la structure est basée, comme dans les travaux de E. Ketterer (1912) et N. Oulianoff (1924) sur la position de niveaux repères tels que les couches de cipolin ou



0 m											
Fenêtres, sortie (avec direction)	Troulero 320°			Planajeur 310°40'						Ravoire 128°20'	Bâtiaz
Distance depuis Ravoire (en m)	7000	6000	5000	4000	3000	2000	1000	0			
Altitude (en m)	1088,65							1080,32	464 00		
Orientation de la galerie	43°20'	54°17'		44°33'		94°30'	54°17'	64°00'	48°30'		
Schistosité	N	N		N			N				

- Gneiss
- Zones à pegmatites et aplites
- Cipolins
- Amphibolites
- Carbonifère (Synclinal de Salvan)
- Glissement de Ravoire
- Failles hercyniennes
- Failles alpines

P. Blanc : Géologie du massif de l'Arpille

Galerie Châtelard – Ravoire
Profil géologique en long

Fig. 26

Situation : voir carte géologique

de roches qui leur sont associées, puisqu'il n'est pas possible d'observer de continuité dans les gneiss. L'orientation de la schistosité de ces derniers, toujours concordante avec le pendage des couches de cipolin, complète les connaissances sur la disposition des couches. Ces diverses orientations, étudiées conjointement avec les mesures d'orientation des axes de plis et leur vergence permettent une bonne reconstitution de la structure régionale de la partie N du massif de l'Arpille. Cette zone a une structure monoclinale avec un pendage de la schistosité de 20/15 environ, et les couches de cipolin et d'amphibolite semblent montrer la présence d'un vaste pli isoclinal à enracinement vers le NW (fig.24). La schistosité est déformée vers le bas aux abords des synclinaux de Salvan et de Chamonix, ce qui témoigne de la surélévation du massif de l'Arpille par rapport à ces complexes sédimentaires.

Les observations de la galerie de Ravoire montrent qu'une partie importante du massif est caractérisée par un pendage de la schistosité de 125/20 environ (fig.26). Cette orientation est rarement observable en surface, du fait des mouvements gravifiques importants qui ont affecté toute la partie de la surface qui correspond à cette schistosité. Cette zone est très fortement affectée par des failles de cisaillement hercyniennes, la plus occidentale étant la faille de la Preisa que nous avons décrite au par.9.4.

Cette faille de la Preisa nous fait entrer dans la région de Litro-Tête Noire qui est marquée par un pendage de la schistosité de 125/55. L'étude des plissements isoclinaux des cipolins de cette zone montre que ces roches forment la zone axiale d'un plissement du même type que celui observé au N du massif.

10. QUATERNAIRE - LES RELIEFS ET LES DEPOTS GLACIAIRES

La vue du massif de l'Arpille donne l'impression d'une masse gneissique limitée par des falaises abruptes et dont toutes les surfaces tant soit peu accessibles sont couvertes de moraines. Les premières visites sur le terrain confirment cette impression. On observe de grandes terrasses dépourvues d'affleurements rocheux et dont la morphologie assez molle peut parfois faire penser à des accumulations d'origine glaciaire. En fait, l'observation attentive du matériel de couverture de la plupart de ces zones nous convainc qu'il ne peut être assimilé à des dépôts morainiques. C'est le cas de la zone allant de Ravoire au pâturage de l'Arpille. Nous verrons plus loin qu'il s'agit en fait d'un vaste glissement et que la morphologie en terrasses est due à des mouvements gravifiques et non à des dépôts et des érosions glaciaires.

On trouve cependant au-dessus de Ravoire une zone couverte de superbes blocs erratiques granitiques qui font l'objet d'une exploitation. Ces blocs reposent directement sur des gneiss. Les plus importants, la Pierre du Peccà, le Bloc de la Barme et la Pierre à Corbi, ont été sauvés de la destruction par le Comité de la Murithienne, chargé de la protection des monuments naturels.

La région de Plan de Gy (plateau de l'Arpille) est un relief d'érosion glaciaire sur lequel quelques gros blocs erratiques granitiques témoignent du passage du glacier. Le gneiss en place affleure rarement; nous observons généralement des blocs de toutes dimensions et d'origine locale. Notre attention a été attirée par de nombreux blocs de roches rubanées à silicates calciques dans le prolongement des cipolins du Plan des Colliers et nous avons entrepris de lever leur position. Le résultat de cette investigation est remarquable : tous les blocs de roches à silicates calciques se trouvent situés sur deux alignements correspondant à la structure des cipolins, mais divergents par rapport aux structures glaciaires. Il faut donc en conclure que ces blocs se trouvent à leur position normale, sans avoir été déplacés par les glaciers. La formation de ces blocs doit être attribuée à une destruction sur place par le gel,

de la roche mise à nu par le glacier. Cette observation est particulièrement intéressante pour le levé géologique, car elle permet dans certains cas d'obtenir des renseignements géologiques très importants dans des zones sans affleurements. Il faut cependant travailler avec une méfiance et un soin particulier dans ce genre d'investigation.

Nous voyons donc que dans la région de l'Arpille, les dépôts morainiques sont plus rares qu'on pourrait le penser. Il faut cependant citer la belle moraine frontale sur laquelle est construit le village de Trient et qui marque une dernière fluctuation du glacier. On observe en aval de cette moraine, sur la rive gauche du Trient, un bourrelet constitué entièrement de matériel d'origine morainique. Il faut se garder de prendre cette formation pour une moraine latérale. Il s'agit en effet de matériel fluvio-glaciaire identique à celui qui forme le fond de la vallée au-dessous de la moraine frontale. Ce dépôt fluvio-glaciaire, comme nous le verrons plus loin, a été poussé par le glissement de la Treutse à l'Aille, d'où sa forme et sa position.

Pour nous, l'histoire du glacier du Trient n'est pas aussi claire qu'elle a paru jusqu'à aujourd'hui. Elle commence au paroxysme du Würm, époque à laquelle le massif de l'Arpille était entièrement submergé par les glaces, comme nous le montre la magnifique carte de H. Jäckli (1970), et nous ne trouvons pas de traces des glaciations précédentes. La surface d'érosion glaciaire du plateau de l'Arpille (région du sommet de l'Arpille, Plan du Gy, Gouille Verte, la Preisa) ainsi que les quelques blocs erratiques granitiques qui y sont parsemés datent du Würm. Le glacier y a laissé plusieurs dépressions allongées suivant sa direction d'écoulement. Ces dépressions, dont la plus grande est la Gouille Verte(565,8/102,3) sont devenues marécageuses et la tourbe s'est développée jusqu'à les combler complètement. Les nombreux blocs erratiques situés au-dessus de Ravoire et dont nous avons parlé plus haut, datent aussi de cette époque.

Depuis, le glacier s'est retiré avec une succession de fluctuations et a laissé à nu les magnifiques surfaces d'érosion que nous

connaissons dans la vallée du Trient (les Planards près de Salvan, la Medetta près des Marécottes, la Crêta, les Crêts près de Finhaut, Planajeur, Litro, Gueuroz, etc...).

Le retrait des glaciers a cédé la place à une érosion torrentielle violente, créant par endroits des gorges profondes. Dans la partie supérieure du Trient, l'érosion régressive atteint actuellement la cote 1240 m (fig.27). Au-dessus, nous trouvons le profil glaciaire intact tel que nous l'a laissé le glacier du Trient en se retirant. Le profil en long fait aussi apparaître la magnifique moraine frontale supportant le village de Trient et qui marque d'après M. Burri (1975) l'extrêmité de l'avancée du glacier dans le stade préboréal (Daun, environ 7000 ans av. J.C.).

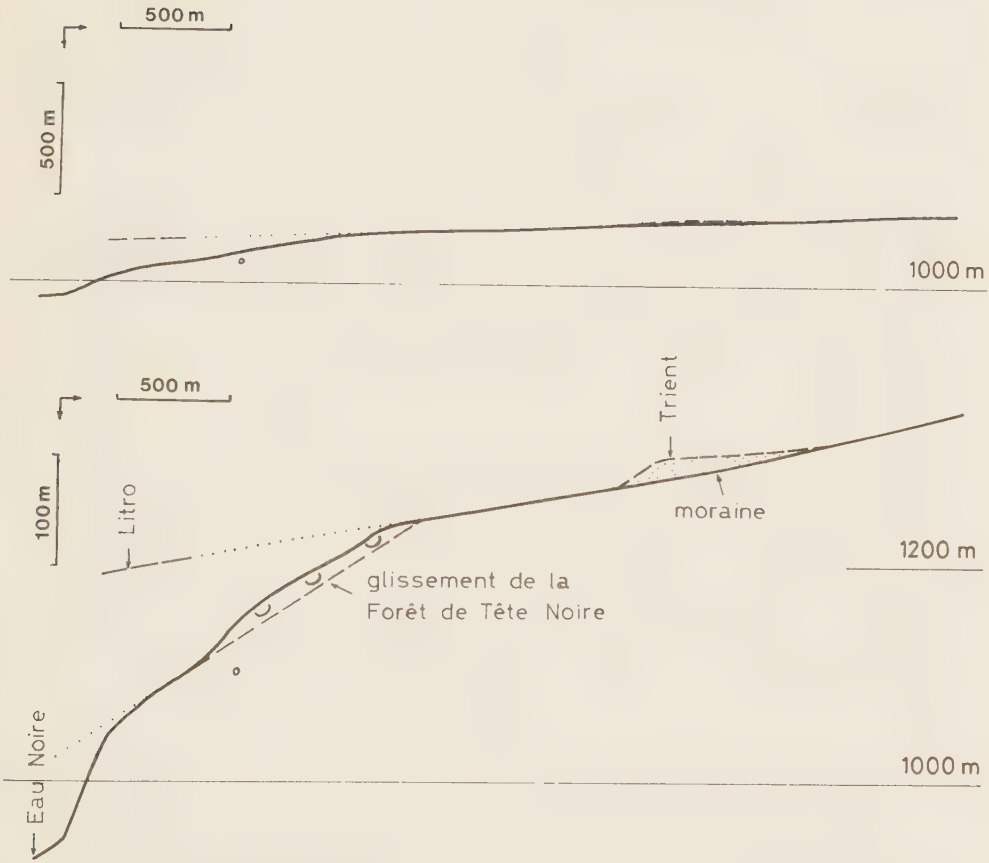


Fig.27. Profil en long du Trient à l'amont du confluent avec l'Eau Noire.

11. QUATERNAIRE - LES PHENOMENES GRAVIFIQUES POSTGLACIAIRES

11.1. Le basculement des têtes de couches

Alors que certains massifs cristallins nous apparaissent aujourd'hui tels qu'ils ont été sculptés par les glaciers, le massif de l'Arpille a subi et subit encore d'importantes modifications depuis le retrait des glaces. Nous avons vu que les mesures de schistosité prises en surface n'étaient généralement pas en accord avec l'interprétation tectonique découlant des observations en galerie. Cette anomalie est due principalement au basculement des têtes de couches, mais elle a aussi pu être provoquée par des glissements généralisés de certains versants. C'est un phénomène courant dans les massifs cristallins externes, particulièrement mis en évidence par C. Bordet (1961) dans le massif de Belledonne.

La galerie Châtelard-Ravoire nous montre sur presque toute sa longueur les orientations réelles de la schistosité. On peut aussi les observer dans les parois du Mont d'Ottan, dans les gorges du Trient ou dans les parois de la rive droite de celui-ci au-dessus du confluent avec l'Eau Noire. Nous avons interprété plus haut la tectonique du massif d'après ces observations. La plupart des mesures de schistosité du versant NW de l'Arpille ne sont pas en accord avec cette tectonique, ceci étant dû à un basculement général des couches gneissiques sur tout le versant.

Ce basculement est provoqué par 2 phénomènes liés à la proximité de la surface. Les gneiss n'étant plus soumis aux contraintes naturelles de profondeur se décompriment et cette détente crée une exfoliation de la roche qui facilite la pénétration de l'eau et l'altération météorique. Les couches tendent alors à s'affaisser par gravité. Ce phénomène peut affecter une épaisseur considérable de roche, comme en témoignent les observations de C. Bordet dans le massif de Belledonne. Sur le versant NW de l'Arpille, les mesures de la schistosité de la zone fauchée montrent peu de variations entre elles, ce qui indique aussi une grande épaisseur de gneiss basculés.

Le basculement des têtes de couches est très fréquent dans le massif de l'Arpille. Cependant certaines zones ont mieux résisté, soit grâce à la nature des roches, soit grâce à l'orientation de leur schistosité. En effet, ce phénomène est largement facilité par une intense tectonisation préalable du massif ou par une orientation fortement inclinée.

II.2. Le glissement de Ravoire

L'instabilité du versant SE du massif de l'Arpille est connue depuis longtemps. De nombreux documents signalent le grand glissement qui dévasta dans les premières années du XV^{e} siècle le vignoble situé entre Plan Cerisier et Les Marques, et dont les limites se sont bien marquées dans la topographie. Le mouvement, parti de la forêt du Salladey, au-dessus du Sommet des Vignes, a dévasté tout le vignoble jusqu'à la vallée de la Drance. Il a probablement été la cause de la disparition du hameau des Rives, dont l'existence est signalée à plusieurs reprises dans cette région au cours du siècle précédent. Il nous reste de nombreux témoignages de cette catastrophe, tels que les souches de gros mélèzes découvertes parfois à une assez grande profondeur à la base du versant. La région était déjà habitée en plusieurs endroits et on trouve fréquemment des "Tzeseaux", ces ruines de maisons primitives dont la destruction a été causée par le glissement.

Le bas de la masse glissée a subi dès lors et à plusieurs reprises les assauts de la Drance lors des inondations qui ravageaient périodiquement la vallée de Bagnes. Ces inondations, provenant des glaciers de Giétroz ou de Crête-Sèche, étaient dues à la rupture de barrages de glace derrière lesquels l'eau s'était lentement accumulée. Les débâcles du 5 juin 1595 et du 10 juin 1818 ont été les plus catastrophiques. Elles ont ravagé toute la région comprise entre Les Bans et Rossetan, enlevant une quantité énorme de matériaux amenés par le glissement. Le bas du versant a ainsi reculé par érosion de plus d'une centaine de mètres.

Les causes du glissement du XV^{e} siècle s'expliquent par cette érosion dévastatrice des débâcles de la Drance. Jusqu'au début du XIV^{e} siècle, cette rivière cheminait au milieu de sa vallée, traversant Martigny qu'elle ruinait à chaque inondation. Cet ancien cours, connu sous le nom de "Meunière des Artifices", est encore partiellement visible aujourd'hui. Lors de la débâcle du 25 janvier 1345, la Drance quitta son lit pour toujours et s'en alla couler à la base du versant de l'Arpille dont elle éroda déjà considérablement le pied. Une nouvelle débâcle se produisit peu avant l'an 1400, dévastant de nouveau tout le pied des vignes de Ravoire. La date de cette inondation n'est pas connue avec précision, mais elle est attestée par les dédommagements versés aux propriétaires du lieu. Le recul provoqué par ces 2 érosions successives plaça le versant en équilibre instable et ce n'est que quelques années plus tard qu'il s'est mis en mouvement pour retrouver une position plus stable.

Le même phénomène, quoique réduit, s'est reproduit après la débâcle de 1818 et nous est décrit par Bridel (1829). Le 13 juin 1818, soit trois jours après l'inondation, une violente détonation retentit au milieu du vignoble des Marques. Au même instant, surgit une importante source fraîche et pure qui coula pendant deux heures avant de tarir définitivement. Cette zone s'est probablement partiellement remise en mouvement, mais nous n'avons pas d'indications précises à ce sujet.

Des mouvements ont aussi été signalés dans la Combe de Martigny où le hameau du Fays a subi un déplacement à une époque que nous ignorons. Ce fait historique a donné lieu à la légende locale de la "ville du Fey".

Les textes locaux nous relatent les glissements qui ont affecté les zones habitées ou cultivées, mais ils ne parlent jamais de mouvements dans le reste du versant, couvert de forêts et qui présentait moins d'intérêt pour les habitants. Cette absence de documents ne prouve cependant pas du tout que ces zones soient restées stables pendant cette période.

En effet, certains mouvements n'ont été remarqués qu'après la construction de la nouvelle route de la Forclaz, il y a une vingtaine d'années. Rapidement, la chaussée s'est trouvée très déformée, en particulier dans les grands lacets des Bans. Par endroits, les déplacements prirent une telle importance qu'ils remirent en question le tracé de la route. Une étude détaillée de la zone des Bans a été réalisée par H. Mayor (1963-1968), accompagnée de 5 sondages carottés, de mesures d'inclinométrie dans ces sondages, de mesures topographiques de déplacement, d'une étude hydrogéologique, etc... Les sondages ont trouvé des épaisseurs d'éboulis allant jusqu'à 60 mètres, puis du rocher, celui-ci étant soit des gneiss, soit des schistes ou des calcaires du synclinal de Chamonix. Nos connaissances sur le contact du massif de l'Arpille avec le synclinal de Chamonix montrent que les sondages n'ont pas atteint le plan de glissement profond.

Les mouvements gravifiques n'étaient pourtant pas totalement inconnus dans cette zone. M. Lugeon et N. Oulianoff (1922) avaient déjà observé un basculement important dans les couches du synclinal de Chamonix. Ils étaient ainsi les premiers, parmi les nombreux géologues qui ont étudié la région, à avoir tenu compte des phénomènes gravifiques dans leur interprétation de la géologie locale, ce qui leur évita de répéter certaines erreurs de leurs prédecesseurs.

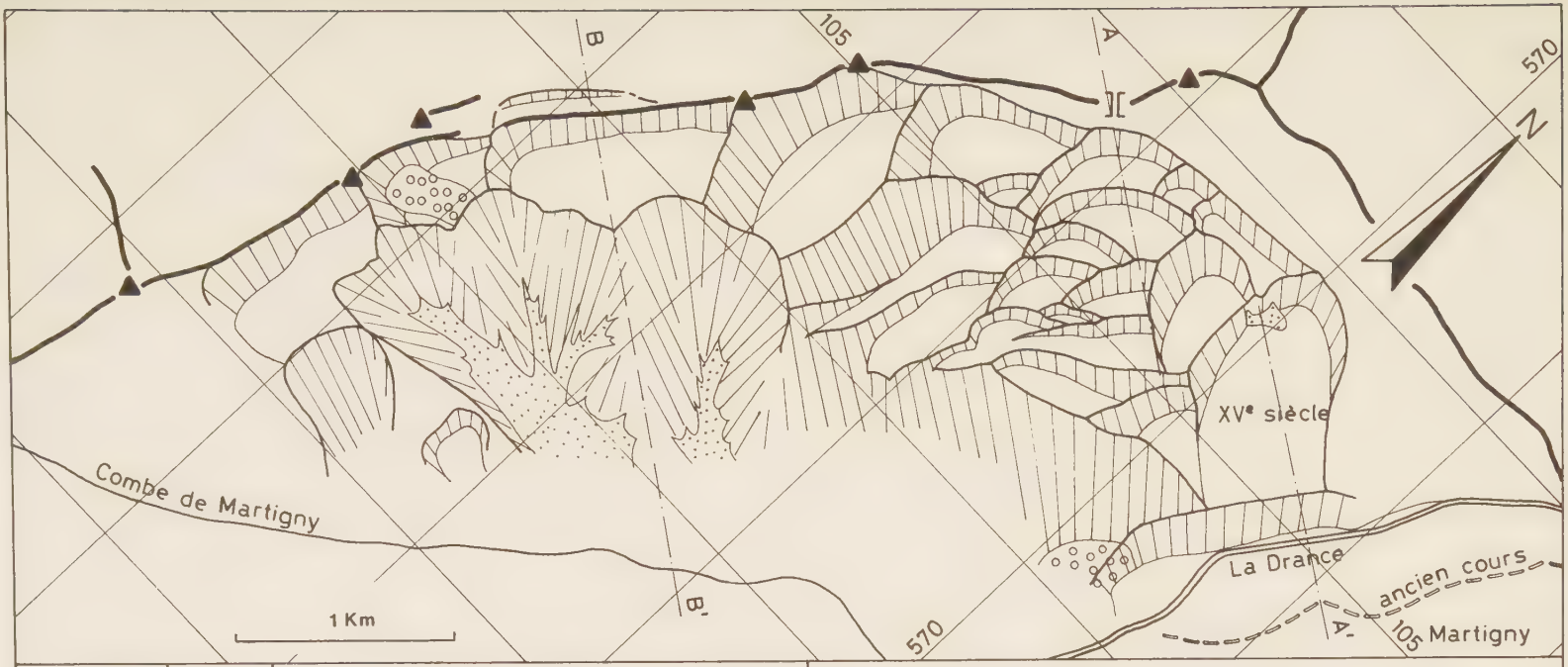
Il convient aussi de signaler dans la région de Ravoire, l'écroulement local de Champaquis, formé de blocs énormes et qui provient du roc du Feylet. Dans une profonde enfractuosité séparant des blocs, on trouve de la glace jusqu'en été, d'où le nom de "glacière du Feylet" donné parfois à cet endroit.

Notre étude du versant SE du massif de l'Arpille nous a montré que les mouvements gravifiques ont été largement sous-estimés jusqu'à nos jours. L'observation de la morphologie et des affleurements nous permet d'affirmer que ces mouvements ont affecté la plus grande partie du versant (fig.28). Si les données de surface suffisent pour connaître l'extension de la zone instable, elles ne nous apprennent que peu de choses sur sa profondeur. La galerie Châtelard-Ravoire, creusée ces dernières années dans le cadre de

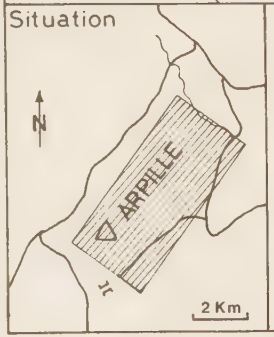
l'aménagement hydro-électrique du Grand Emosson a permis de connaître cette profondeur dans la région de chez Pillet (fig.29). Il en résulte que le glissement de Ravoire atteint une épaisseur de plusieurs centaines de mètres (fig.30), ce qui nous rappelle les glissements décrits par C. Bordet (1961) dans le massif de Belledonne.

L'étude des affleurements dans la coupe de la route de Ravoire montre parfaitement la nature du matériau constitutif. Les gneiss y sont tellement fracturés qu'il faut regarder attentivement pour remarquer que l'on n'a pas affaire à un broyage mélangeant les morceaux, mais à une dislocation par multiplication et ouverture des fissures. Au sein de cette masse disloquée, on trouve de grands massifs de gneiss restés intacts, mais dont la position ne laisse aucun doute sur les déplacements qu'ils ont subis. C'est le cas par exemple des grands affleurements des châbles situés sous le pâturage de l'Arpille. Dans le haut des châbles, N. Oulianoff (1924, 1951), signale un niveau de cipolin se dédoublant au NE. Ce sont en fait les restes basculés et glissés d'une couche située à l'origine passablement plus haut. Il s'agit probablement du niveau de cipolin qui occupe la partie N du massif de l'Arpille, affleurant dans le Mont d'Ottan, à Charavex et sous le Temelet. Le glissement aurait alors provoqué à cet endroit un déplacement vertical de plus de 100 m. La position du contact entre les gneiss de l'Arpille et le synclinal de Chamonix nous renseigne aussi sur l'importance des déplacements. En effet, le contact à l'affleurement a, dans la zone en glissement, une position anormale qui nous permet de supposer des déplacements horizontaux de 200 m environ.

Les documents d'archives et les observations de terrain permettent de reconstituer l'histoire du versant SE du massif de l'Arpille. Selon N. Oulianoff (1945), la formation de la Combe de Martigny serait due au passage du glacier du Trient. En effet, pendant une partie du Würm, le glacier suivait les roches tendres du synclinal de Chamonix qu'il pouvait éroder facilement. Ce n'est que plus tard qu'il a adopté son cours actuel. Depuis la disparition des glaces, le gypse du synclinal subit une intense dissolution, comme en témoignent les nombreuses sources sulfatées de la région. La butée



Situation



Niches d'arrachement

Moraines postérieures au glissement

Eboulis récents

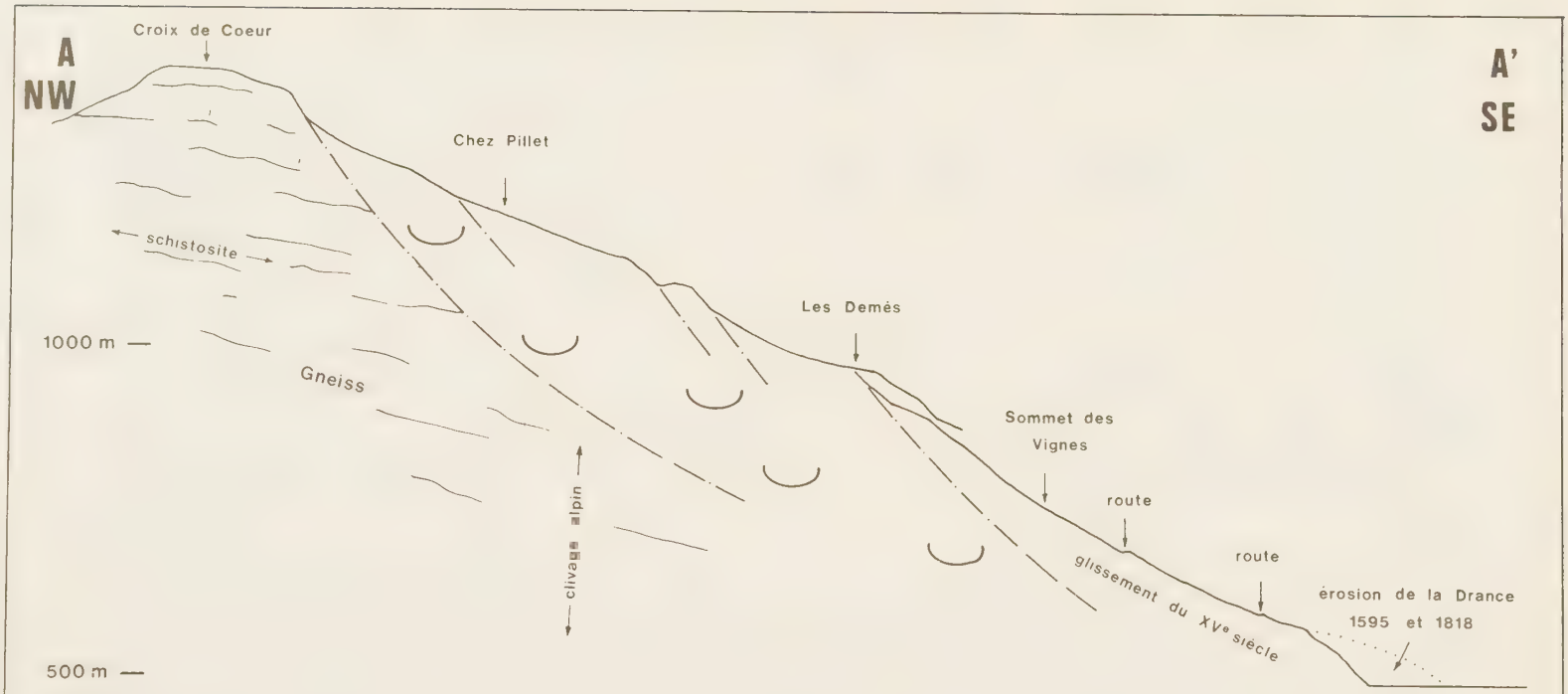
Profils, fig. 29 et 30

P. Blanc : Géologie du massif de l'Arpille

Glissement de Ravoire

Carte

Fig. 28



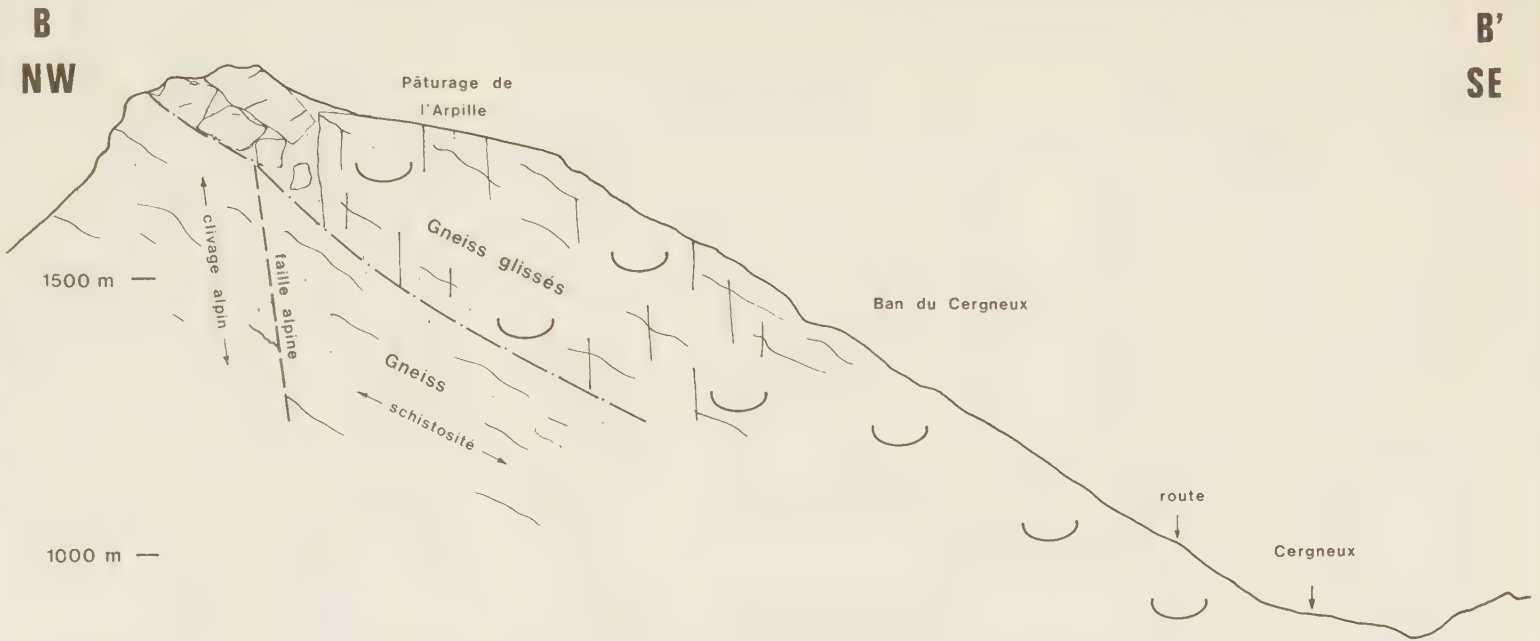
400 m

Situation : voir fig. 28

P. Blanc : Géologie du massif de l'Arpille

Glissement de Ravoire
Profil AA'

Fig. 29



400 m

Situation : voir fig. 28

P. Blanc : Géologie du massif de l'Arpille

Glissement de Ravoire
Profil BB'

Fig. 30

réalisée au pied de la masse gneissique tend donc à disparaître progressivement au fur et à mesure de l'érosion des roches du synclinal de Chamonix.

Les gneiss qui forment la rive gauche de la Combe ont subi des déformations très importantes lors de l'orogenèse alpine. Comme les roches mésozoïques du synclinal de Chamonix, ils présentent un clivage alpin vertical très marqué, qui les rend tout particulièrement sensibles aux phénomènes de basculement décrits par P. Bordet (1962). Ces déformations ont atteint des profondeurs beaucoup plus grandes que M. Lugeon et N. Oulianoff (1922) ne pouvaient le supposer.

Le versant SE de l'Arpille a donc subi d'abord un basculement généralisé, puis la butée réalisée par la zone du synclinal de Chamonix ayant partiellement disparu, la masse affaiblie s'est mise à glisser. Le mouvement s'est produit en plusieurs temps, la masse glissant en paquets individualisés. Les nombreuses terrasses de Ravoire, qui contribuent au charme de la région, sont les témoins de ces différents déplacements. Le dernier mouvement important dans le versant est celui qui a ravagé la zone du Sommet des Vignes au XV^{e} siècle. La présence au pied du glissement de la moraine de Plan Cerisier qui n'a subi aucun déplacement, montre que les mouvements principaux sont antérieurs à son dépôt, c'est-à-dire au stade tardiglaciaire (Dryas supérieur, environ 8500 ans av. J.C.), selon l'étude de synthèse de M. Burri (1974) sur les glaciers de la Drance.

Actuellement, il n'est pas possible d'observer un mouvement général de la région. L'Institut de Géodésie et Mensurations de l'EPFL a procédé en septembre 1972 à la détermination de la position de 13 points de triangulation. Les nouvelles coordonnées ainsi obtenues devaient permettre de déceler un éventuel mouvement par comparaison avec les coordonnées officielles dont la détermination remonte à 1923. Les résultats obtenus, tout en montrant un décalage systématique vers l'E, ne permettent pas d'affirmer que l'ensemble des points de la zone du glissement s'est déplacé (fig.31).

Situation

103 — 5 cm : Point de triangulation avec vecteur de déplacement

Déplacements horizontaux

P. Blanc : Géologie du massif de l'Arpille

Mesures de déplacement du versant de Ravoire

Fig 31

Il peut néanmoins subsister un risque de remise en mouvement dans certaines zones, mais ce danger ne pourrait être plus précisément évalué qu'après une étude recourant à des méthodes que nous n'avons pas pu mettre en oeuvre dans le cadre du présent travail. La géométrie du glissement pourrait être étudiée par plusieurs méthodes, toutes relativement coûteuses. Parmi elles, la plus avantageuse à tout point de vue semble être la prospection sismique à laquelle nous avons déjà eu recours pour résoudre les problèmes les plus superficiels et pour étalonner la méthode. Les vitesses de propagation des ondes sismiques mesurées dans les formations caractéristiques de la région sont les suivantes :

Gneiss sains (très peu fracturés)	4000 - 5000 m/s
Gneiss fortement fracturés	900 - 2000 m/s
Moraines	700 - 1200 m/s
Eboulis	400 - 850 m/s

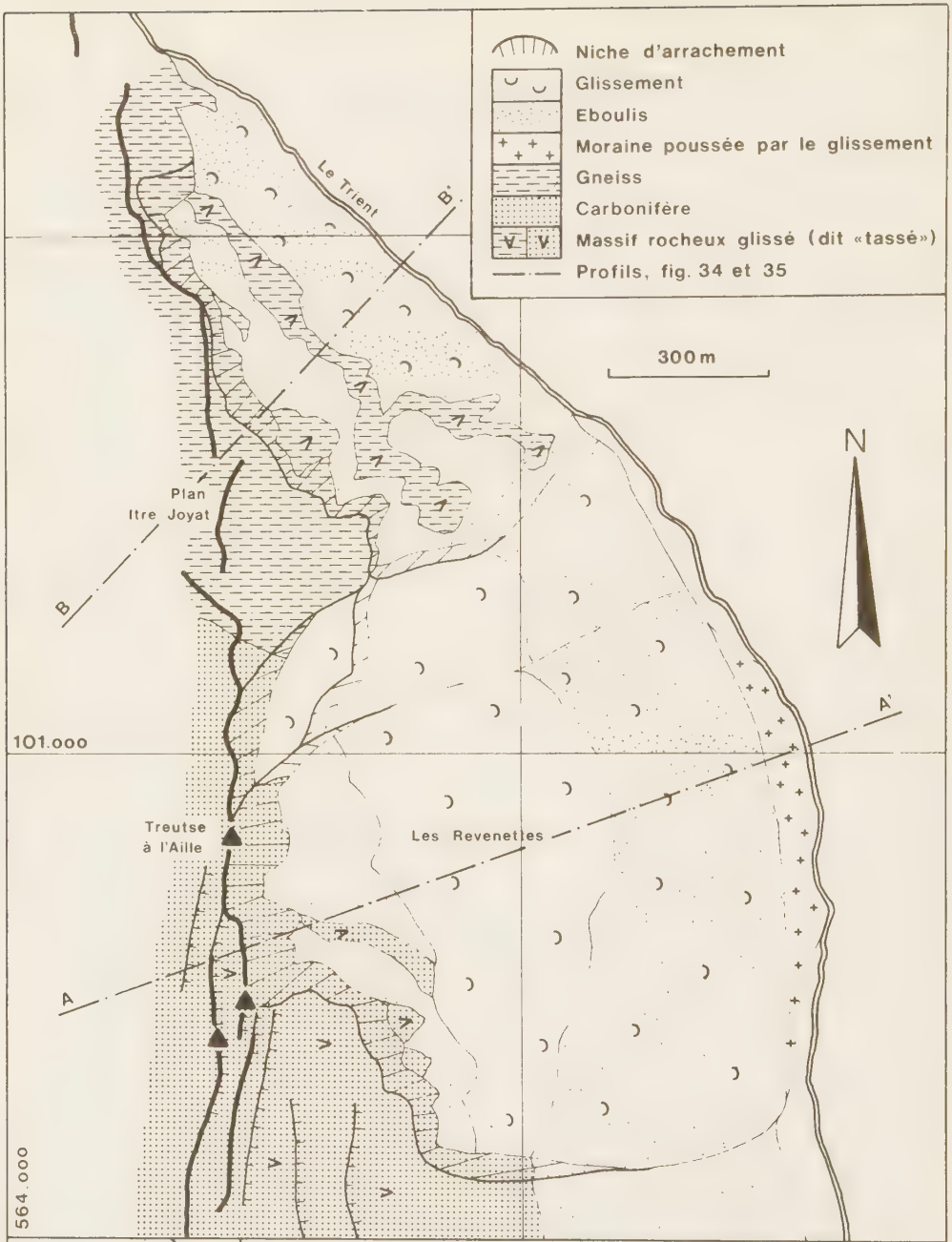
Le comportement hydrologique du versant est aussi un élément très important pour les phénomènes gravifiques, et il mériterait d'être suivi de façon détaillée et pendant une période assez longue. La région de Ravoire ne compte que de très rares petites sources permanentes. On peut cependant observer parfois des sources temporaines importantes que P. Farquet (1940) décrit sous le nom de sources intermittentes et que les habitants appellent des "ouillets" ou "dieules". La tradition locale veut que ces sources apparaissent surtout dans les années sèches, ce qui leur vaut d'être appelées "eau de la misère". L'activité de ces sources est en fait très irrégulière et ne semble pas directement en relation avec la pluviosité. Un dicton populaire affirme que "celui qui a vu couler trois fois ces sources a assez vécu". La source qui surgit le 13 juin 1818 dans le vignoble des Marques, et dont nous avons parlé plus haut, provenait précisément d'un "ouillet" qui a été plusieurs fois en activité depuis. Il est très probable que le comportement des sources de la région de Ravoire est en rapport avec la géologie locale, donc avec la présence d'un versant glissé. Peut-être l'origine de l'intermittence des "ouillets" doit-elle être cherchée dans des mouvements modifiant le passage souterrain de l'eau.

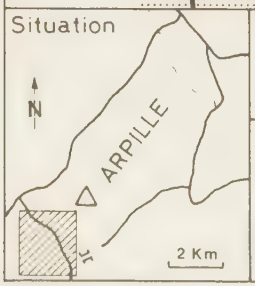
11.3. Les glissements de la Treutse à l'Aille

Nous avons vu que les gneiss du massif de l'Arpille disparaissaient au SW sous un anticlinal carbonifère faisant le pont entre les synclinaux de Salvan et de Chamonix. La géométrie de cet anticlinal mériterait d'être mieux connue, mais son étude, et particulièrement celle du contact carbonifère-cristallin est rendue très difficile du fait de l'importance des mouvements gravifiques qui ont affecté la région.

N. Oulianoff (1924,1951) signale déjà d'importants mouvements dans ce versant. Il note sur sa carte géologique plusieurs "cassures béantes" au sommet de la Treutse à l'Aille et considère le versant comme "tassé" et"éboulé". Nous avons tenté de préciser la géométrie, la nature, la dynamique et l'histoire des mouvements gravifiques de ce versant. Notre interprétation est essentiellement basée sur l'observation de la morphologie et de l'aspect des terrains visibles en surface. Nous avons pu bénéficier, de plus, de précieux renseignements fournis par les 3 sondages exécutés à l'intersection de la galerie Châtelard-Ravoire et du Trient.

La morphologie du versant E de la Treutse à l'Aille est particulièrement parlante. Elle révèle la présence de 2 glissements d'aspects et de structures très différents (fig.32 et 33). Le glissement des Revenettes (fig.34) montre une grande masse écroulée dont la partie visible est formée de Carbonifère, mais dont la base doit probablement appartenir aux gneiss du massif de l'Arpille. Cette masse écroulée est très fortement disloquée et son épaisseur pourrait dépasser 200 m. La crête surplombant le glissement présente des crevasses déjà signalées par N. Oulianoff. Ces différentes caractéristiques nous font assimiler ce glissement aux déformations signalées par P. Bordet (1962) dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises. On pourrait leur attribuer la même origine; mais il faut cependant rester très prudent, le glissement des Revenettes n'étant pratiquement connu que par sa morphologie, alors que ceux décrits par P. Bordet ont parfois donné lieu à des investigations en profondeur.





P. Blanc : Géologie du massif de l'Arpille

Glissements de la Treutse à l'Aille – Carte

Fig. 32

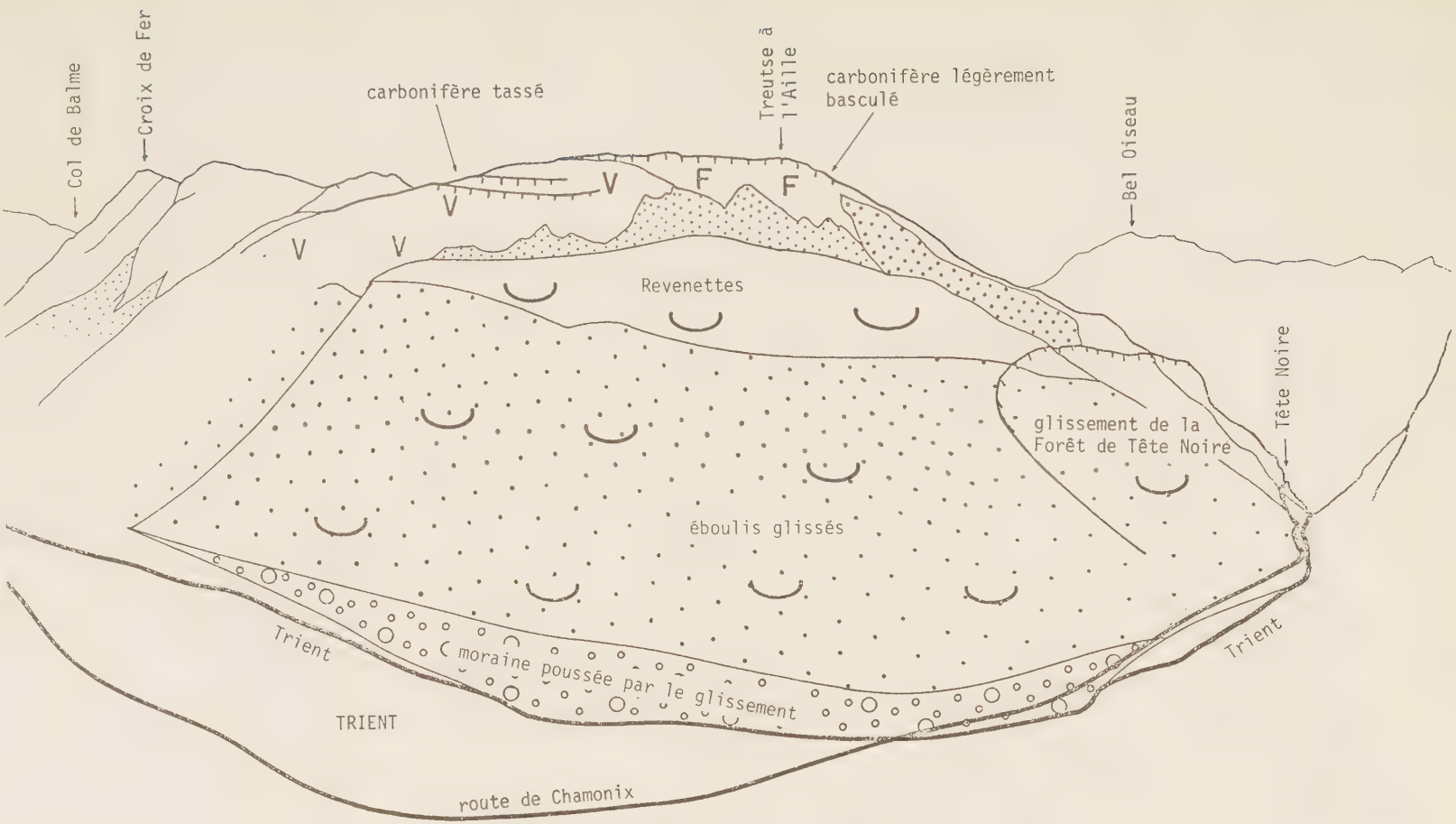
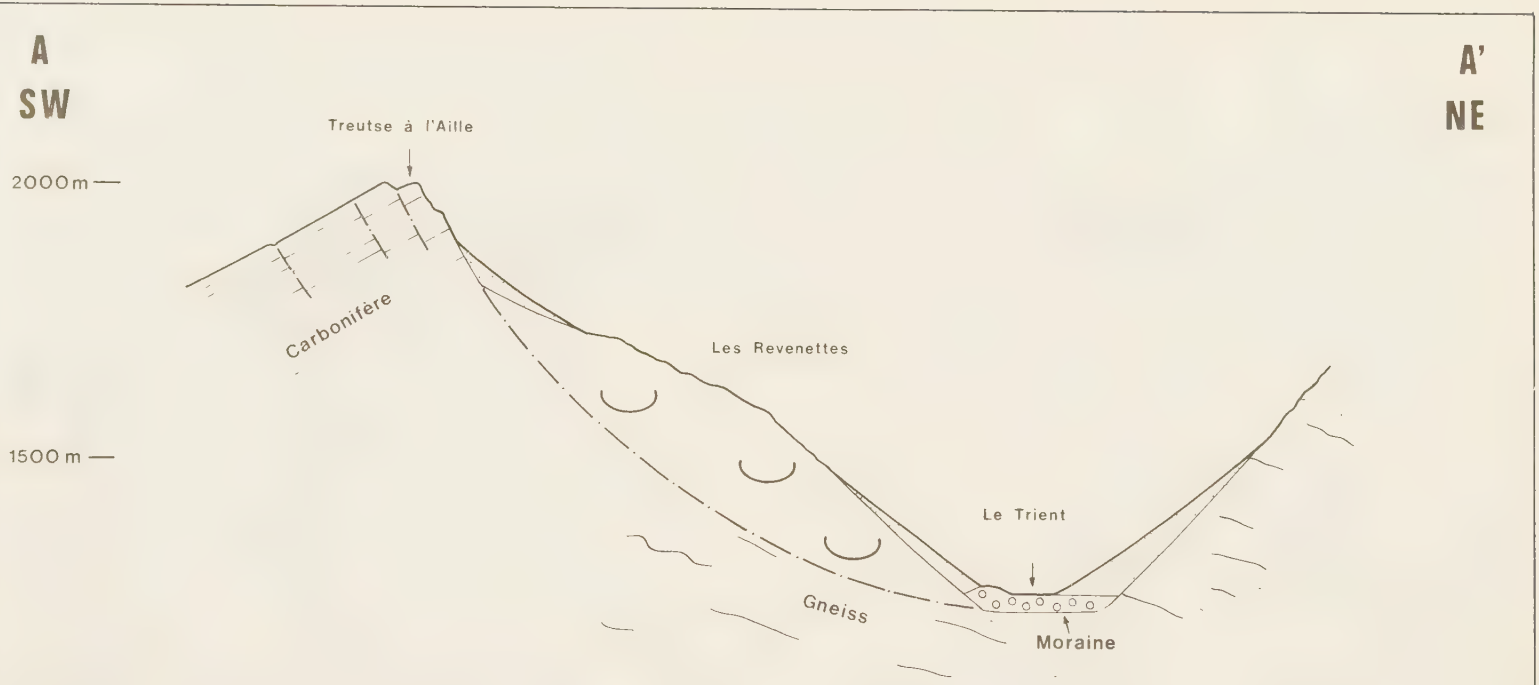


Fig.33. Les glissements de la Treutse à l'Aille, vus du col de la Forclaz.



500 m

Situation : voir fig. 32

P. Blanc : Géologie du massif de l'Arpille

Glissement des Revenettes
Profil

Fig. 34

L'histoire des glissements de terrains de la région de l'Arpille est la suite logique de l'histoire des glaciers locaux. Lors d'avancées glaciaires antérieures au stade préboréal (Daun, environ 7000 ans av. J.C.) qui a donné naissance selon M. Burri (1974) à la moraine de Trient, le glacier suivait le cours de son émissaire actuel, mais il n'a malheureusement pas laissé de traces évidentes de son passage entre le village de Trient et Tête Noire, si ce n'est quelques caractères morphologiques de la vallée en "U" qu'il a creusée, avec une pente assez régulière de 3,5 %. Cet épisode glaciaire laissait donc, après le retrait du glacier, une vallée en "U" dont le fond était partiellement couvert de matériaux morainiques ou fluvio-glaciaires. Les parois des deux rives étaient très raides et donc particulièrement sensibles à une destruction par des mouvements gravifiques. La rive droite n'a pas été affectée par des mouvements généraux. Elle se désagrège très lentement sous l'effet du gel,formant les grands éboulis qui couvrent totalement le fond de la vallée. La présence sur la rive gauche du Trient de roches très schisteuses du Carbonifère est la cause d'un comportement complètement différent de ce massif. Du fait de la décompression et de la gravité, ces roches ont subi un basculement très intense, suivi par un glissement de tout le versant. Nous retrouvons donc ici un phénomène très semblable à ceux décrits par P. Bordet (1962).

Le glissement des Revenettes s'est produit après le retrait du glacier probablement entre le stade tardiglaciaire et le stade préboréal. Rien ne permet de dire que le versant se déplace encore actuellement. On peut cependant supposer que dans la crête de la Treutse à l'Aille, l'ouverture des cassures prend une importance de plus en plus grande.

Nous savons que le glacier du Trient avait laissé, lors de sa dernière avancée, une importante moraine frontale sur laquelle se situe le village de Trient. A l'aval, on trouve encore sur quelques centaines de mètres des dépôts fluvio-glaciaires. Le front du glissement des Revenettes a poussé ces dépôts glaciaires, provoquant un bombement qui suit presque toute la base du glissement. Cette crête, qui ne doit pas être interprétée comme une crête morainique, est

partiellement recouverte par des éboulis provenant de la masse glissée. La source de la Bierle est liée à la présence de cette crête relativement imperméable. L'eau provenant du glissement s'accumule à la base des éboulis, dans un sillon imperméable formé à l'W par une masse glissée, et à l'E par les dépôt glaciaires.

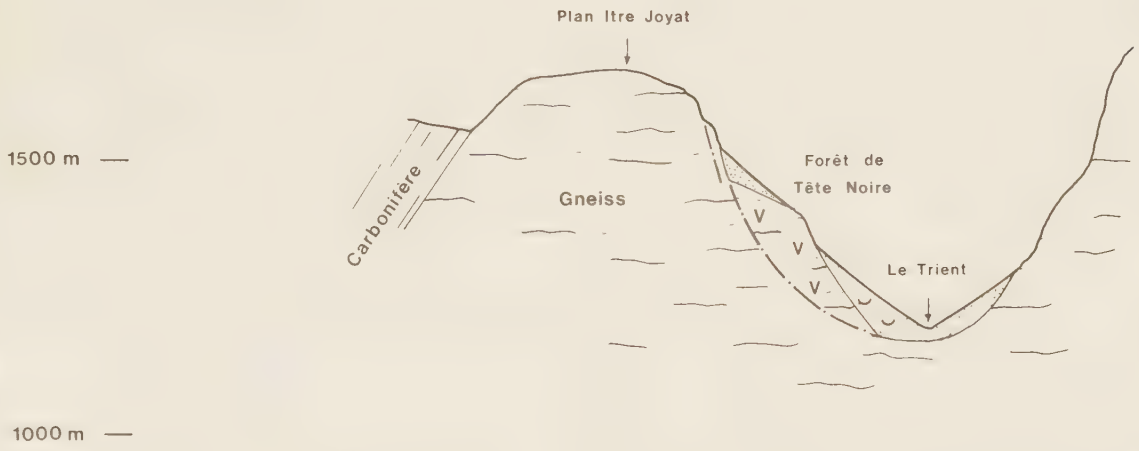
Le glissement de la forêt de Tête Noire (fig.35) est très différent de celui des Revenettes, tant par sa morphologie que par sa dynamique et son histoire. Le versant est formé ici par 2 parois rocheuses gneissiques superposées, séparées par des éboulis. La paroi inférieure appartient au paquet glissé, tandis que la paroi supérieure représente la niche d'arrachement. Ce n'est pas l'érosion glaciaire qui est à l'origine du glissement de la forêt de Tête Noire. Ici, le glacier a laissé, après son passage, une vallée en "U" dont les deux versants sont entièrement taillés dans des gneiss moins sensibles au basculement que les schistes du Carbonifère. La vallée pouvait donc garder sa forme originale. Mais cette partie de la vallée du Trient a subi depuis le retrait du glacier une intense érosion torrentielle creusant des gorges et dégageant par là-même les pieds des versants (fig.27). Il a probablement suffit alors d'une faille ou autre zone de faiblesse pour permettre le glissement d'un important massif gneissique, la partie glissée restant relativement intacte comme en témoignent les parois surplombant la route de Chamonix. Ici, contrairement au glissement des Revenettes, la cause du glissement, c'est-à-dire l'érosion torrentielle, subsiste. Il est donc tout à fait probable que le grand paquet gneissique glissé de la forêt de Tête Noire continue à s'affaisser lentement.

II.4. Les écroulement du Mont d'Ottan

Le versant NE du massif de l'Arpille, appelé Mont d'Ottan, est formé d'imposantes parois surplombant des éboulis difficilement accessibles. L'histoire de cette région longtemps habitée et cultivée, a été décrite par P. Farquet (1929). Au bas des éboulis passait le "chemin royal" qui était la seule voie de communication à l'abri des inondations entre Martigny et le Léman. Les habitants du petit village d'Octan possédaient dans les éboulis des pâturages

B
SW

B'
NE



500 m

Situation : voir fig. 32

P. Blanc : Géologie du massif de l'Arpille

Glissement de la Forêt de Tête Noire – Profil

Fig. 35

et des vignes dont on trouve encore quelques plantes à l'état sauvage. Ils eurent bien de la peine à défendre leurs biens contre les éléments naturels. La région était constamment ravagée par des éboulements des parois supérieures, et le village ainsi que les cultures les plus basses subissaient les assauts répétés des inondations de la Drance, du Rhône et du Trient. Ce fut la grande débâcle de la Drance, le 5 juin 1595, qui les détruisit pour toujours. Dans les années qui suivirent, un gros éboulement descendu du Mont d'Ottan fit disparaître les derniers restes du village d'Octan. En 1748, il se produisit une nouvelle inondation importante, due cette fois-ci au Trient, et en 1779, un grand éboulement qui anéantit le "chemin royal" et nécessita la construction de la route actuelle. Le 22 février 1928, un ultime écroulement ravageait la région de Lihombert, au SE du Mont et anéantissait le Plan des Brantes où les troupeaux s'abreuvaient autrefois.

Ces divers éboulements sont liés à l'histoire et à la structure de la vallée du Rhône qui constitue le plus important témoin de l'érosion glaciaire dans notre région. La vallée marque l'extrémité NE du massif de l'Arpille, directement à l'aval du coude de Martigny. Nous avons tenté de déterminer la morphologie du fond rocheux de la vallée en procédant à une nouvelle interprétation des sondages électriques exécutés par M. Lugeon et N. Oulianoff (1938) et des mesures gravimétriques de J.J. Wagner (1970). La situation de ces mesures est reportée sur les figures nos.36 et 37.

Les sondages électriques ne donnent pas une valeur ponctuelle de la profondeur, mais plutôt une valeur moyenne sur la longueur de ligne nécessaire pour le sondage. Les 7 sondages électriques nous fournissent donc une coupe en travers de la vallée qui donne une indication globale sur un secteur de la vallée, long de 1 km environ. Le substratum rocheux apparaît très clairement sous les matériaux de couverture assez résistants en surface (150-400 Ωm) et moins en profondeur (15-50 Ωm). La profondeur maximum de la vallée (environ 310 m) se situe approximativement à l'aplomb du sondage électrique no.5, alors que les sondages nos.1 à 4 dessinent un renflement (fig.39).

+ Tirs sismiques (P. Blanc)

× Tirs sismiques (H. Mayor, 1963-1968)

○ Mesures gravimétriques (J.J. Wagner, 1970)

● Mesures gravimétriques (E. Klingele, 1972)

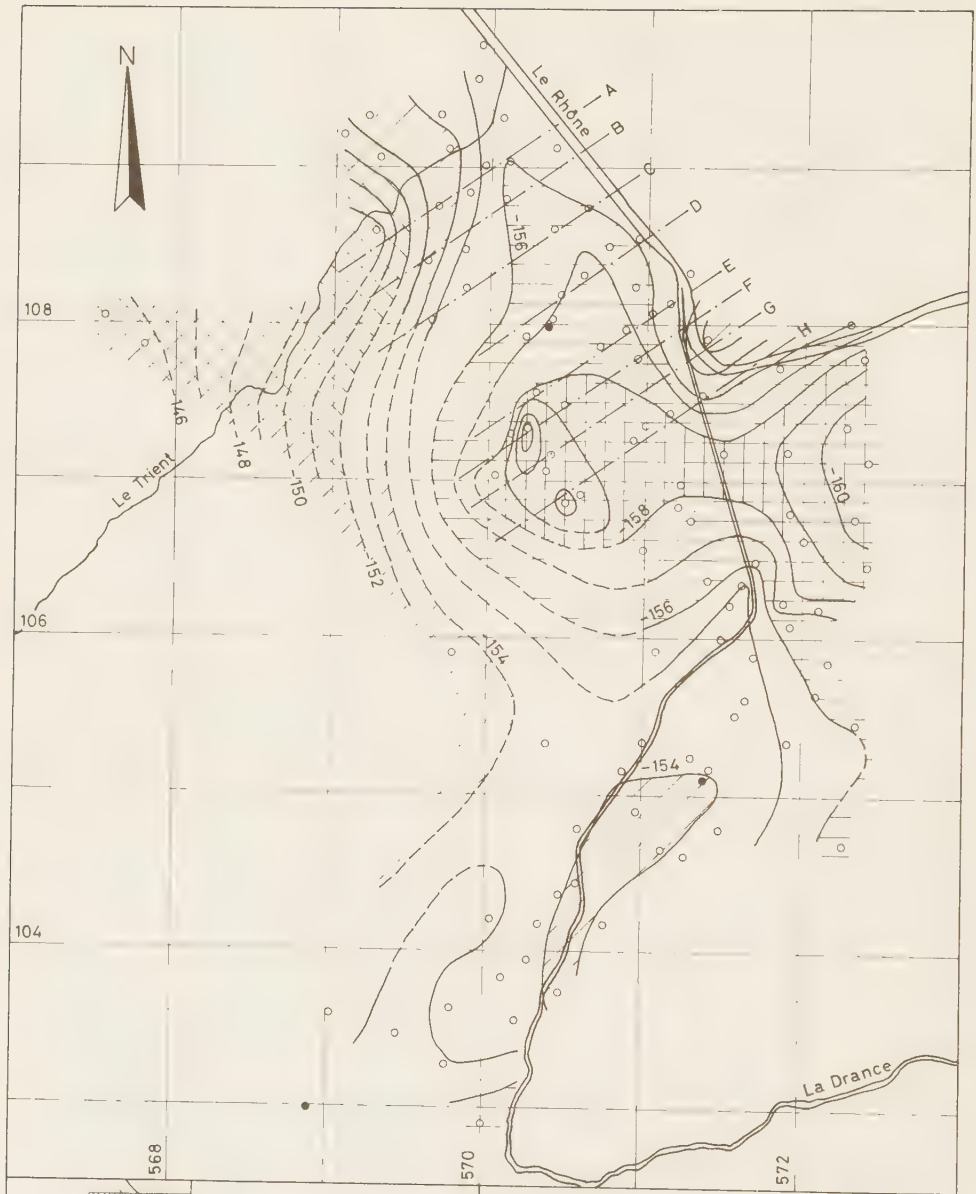
⊢—●—⊣ Sondages électriques (M. Lugeon et N. Oulianoff, 1938)

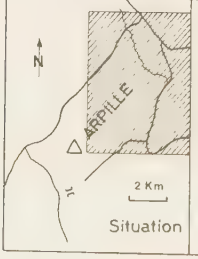
1 Km

P. Blanc : Géologie du massif de l'Arpille

Situation des mesures géophysiques

Fig 36





o mesures de J.J. Wagner (1970)

• mesures de E. Klingele (1972)

—·— profils gravimétriques (fig. 38)

1 Km

P. Blanc : Géologie du massif de l'Arpille

Carte gravimétrique de la région NE du massif de l'Arpille

Anomalie de Bouguer (densité 2,67)

Fig. 37

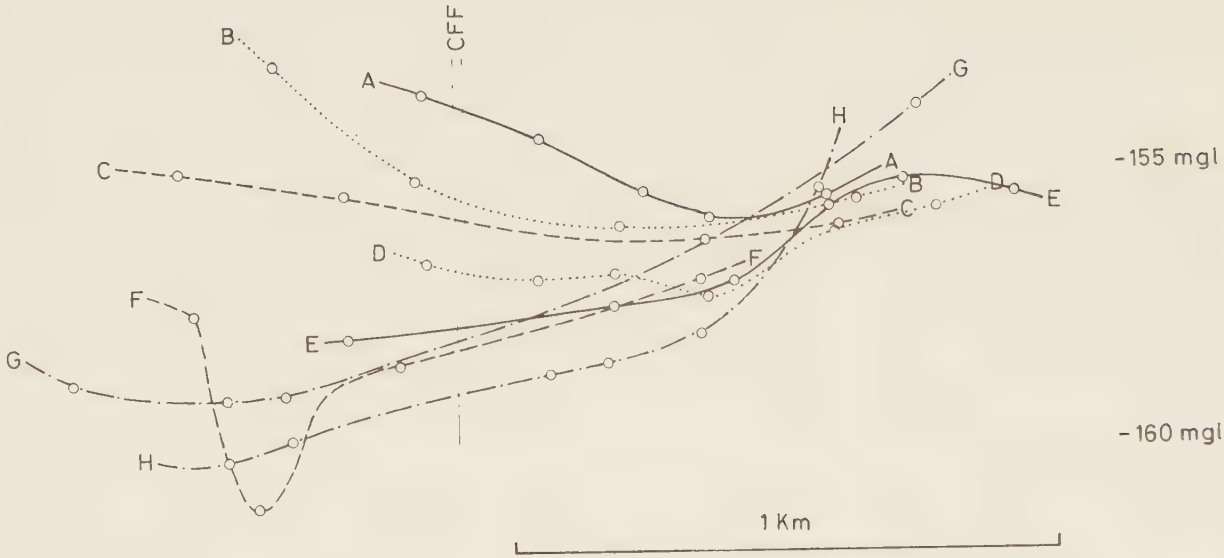
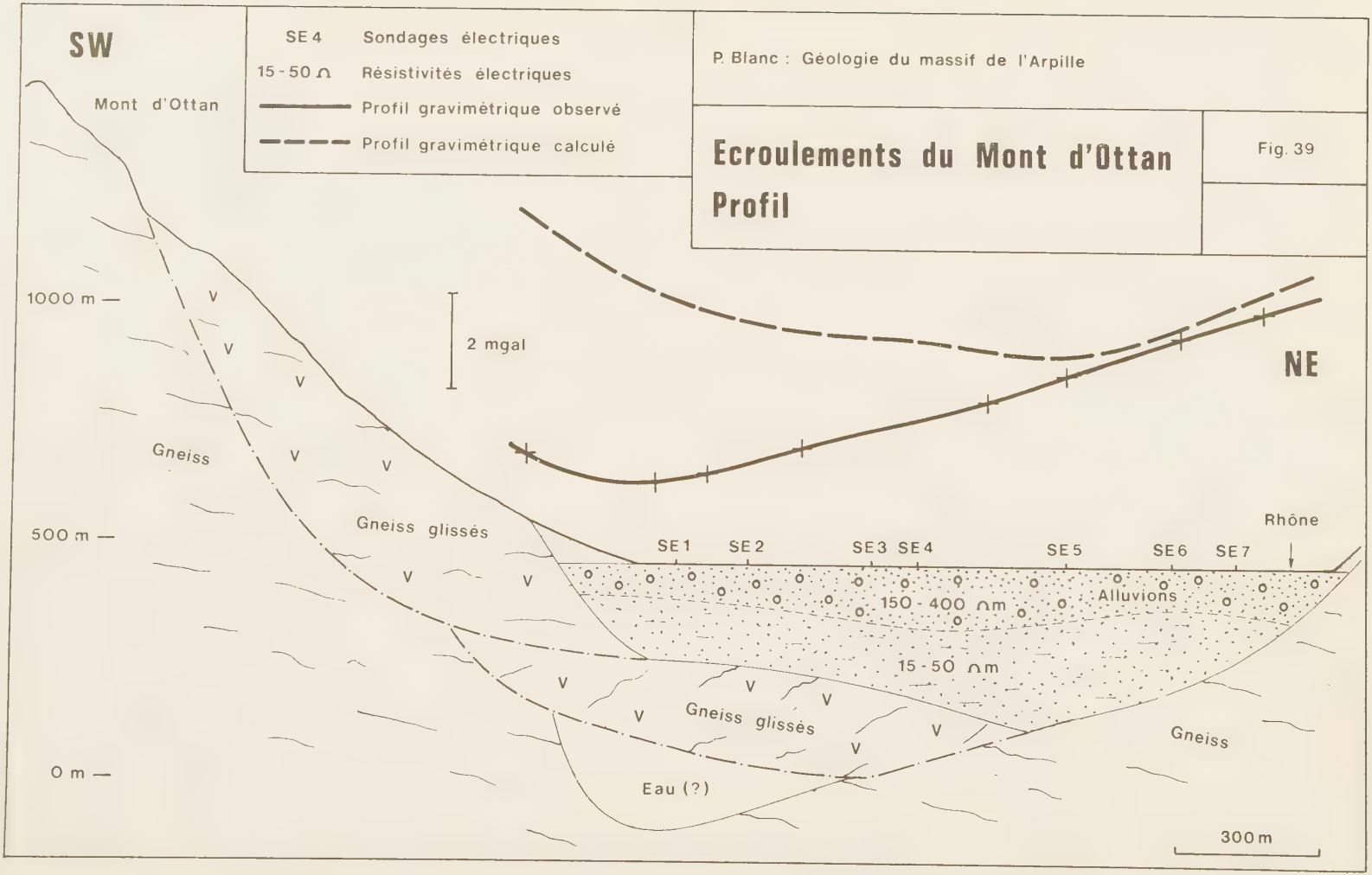


Fig.38. Profils gravimétriques à travers la vallée du Rhône à l'aval de Martigny (d'après les mesures de J.J. Wagner, 1970).

Anomalie de Bouguer, densité 2,67.

Situation des profils : voir fig.37.


SW
SE 4 Sondages électriques
15 - 50 Ω Résistivités électriques
Profil gravimétrique observé
Profil gravimétrique calculé
P. Blanc : Géologie du massif de l'Arpille
Ecroulements du Mont d'Ottan
Profil
Fig. 39
Mont d'Ottan
1000 m
500 m
0 m
2 mgal
NE
Gneiss
Gneiss glissés
SE1 SE2 SE3 SE4 SE5 SE6 SE7
Rhône
150 - 400 Ωm
Alluvions
15 - 50 Ωm
Gneiss glissés
Gneiss
Eau (?)
300 m

Les résultats des mesures gravimétriques semblent être, à première vue, en contradiction avec le profil donné par les sondages électriques. 8 profils à travers la vallée (fig.38) montrent que le thalweg traverse cette vallée en diagonale, passant même sous les éboulis de la route de Salvan, aux pieds du Mont d'Ottan. L'anomalie gravifique indique, de plus, une profondeur supérieure aux 310 m donnés par les sondages électriques. Cette anomalie gravifique ne correspondant donc pas à une grande profondeur dans les sondages électriques peut trouver plusieurs explications dont aucune n'est tout à fait satisfaisante. Partant cependant du principe qu'une telle anomalie géophysique est nécessairement due à des causes géologiques, nous avons retenu une hypothèse que nous proposons sous toutes réserves.

L'érosion du glacier du Rhône a été particulièrement intense à l'extérieur du coude, ce qui a créé une vallée dissymétrique dont le versant de la rive gauche était très abrupte. Pendant le retrait glaciaire, un pan rocheux de ce versant, séparé du reste du massif par une faille, s'est effondré sur le glacier, emprisonnant une partie de la glace au fond de la vallée. Ce pan rocheux est resté relativement intact lors de la chute, comme le montrent les résistivités très élevées observées dans les sondages électriques et il forme encore aujourd'hui un pont au-dessus de la masse de glace actuellement fondue. Cette poche d'eau, isolée de la surface par le pan rocheux écroulé, ne peut être décelée par les sondages électriques, mais elle se signale par contre par une anomalie gravifique très marquée. D'autres éboulements plus ou moins importants se sont succédés depuis, les deux derniers étant ceux qui ont fait disparaître le village d'Octan.

L'existence de mouvements gravifiques tels que celui que nous venons de décrire est confirmée par l'observation dans les gorges du Trient. En effet, 150 m au-delà de l'entrée de ces gorges, nous pouvons observer une faille très importante, presque verticale et parallèle à la vallée du Rhône. Elle fait partie d'un système de failles très fréquentes dans la région et qui sont, comme l'a montré N. Oulianoff (1973), à l'origine du creusement de la vallée entre Martigny et le Léman. Mais contrairement aux autres failles

qui lui sont parallèles, cette faille très légèrement sinueuse montre des lèvres plus ou moins écartées. On observe ainsi qu'après la rupture tectonique qui est à l'origine du système de failles, il y a un affaisement de l'éperon rocheux des Charfas dans lequel est taillé le bas des gorges du Trient, cet affaissement n'étant probablement que de quelques mètres.

L'écroulement du Mont d'Ottan sur le glacier du Rhône se serait probablement produit le long d'une faille parallèle à celle des gorges, mais la vallée étant passablement plus profonde et abrupte à cet endroit, le déplacement aurait été beaucoup plus important.

Un tel écroulement datant d'une période où le glacier passait encore dans la vallée du Rhône rappelle les écroulements de Finges et des collines de Chiètres décrits par M. Burri (1955,1962).

12. HYDROLOGIE ET HYDROGEOLOGIE

12.1. Introduction

L'étude de l'hydrologie du massif de l'Arpille et des régions avoisinnantes a fait l'objet de deux travaux dont l'intérêt dépasse largement la description des phénomènes locaux.

E. Gagnebin (1916) a procédé à une étude systématique de la dureté des sources dans le soubassement des Dents de Morcles. Ce travail a montré l'existence de sources très calcaires dues à l'écoulement des eaux dans les cipolins.

D. Jamier (1975) a étudié la fissuration et son influence sur les écoulements souterrains dans 2 galeries de l'aménagement hydroélectrique d'Emosson, dont celle qui traverse tout le massif de l'Arpille. Comme nous l'avons vu au par.9.5, les observations de cet auteur sont très importantes pour l'interprétation des déformations tectoniques récentes dans le massif, mais elles constituent aussi une base de travail pour toute investigation hydrogéologique dans les massifs cristallins fracturés.

A l'opposé de ces 2 travaux relatifs plutôt à des théories générales qu'à une description locale, nous avons cherché à donner dans ce chapitre une interprétation de l'ensemble de nos connaissances sur l'hydrologie du massif.

12.2. Pluviométrie

La répartition de la pluviosité est très variable en région montagneuse, car elle dépend non seulement de l'altitude, mais aussi de la répartition des courants atmosphériques en fonction de la topographie. Il faudrait donc théoriquement une abondance de stations pluviométriques pour obtenir une valeur correcte des précipitations sur une région telle que le massif de l'Arpille.

Il n'existe à notre connaissance aucune mesure pluviométrique dans le massif de l'Arpille lui-même, mais une trentaine de pluviomètres situés au pourtour ou aux abords directs permettent une appréciation satisfaisante.

La variation des précipitations avec l'altitude a déjà été étudiée par plusieurs auteurs dans cette zone des Alpes, mais en ne tenant compte que d'un nombre restreint de pluviomètres. Nous avons étudié la même relation (fig.40) en tenant compte des résultats de 24 pluviomètres voisins. L'analyse du graphique obtenu montre que les valeurs de pluviométrie annuelle moyenne se répartissent sur plusieurs courbes correspondant à des régions différentes. En particulier, la pluviométrie va en augmentant de la région de Salanfe à celle de Finhaut-Emosson. On note cependant que les pluviomètres du col du Grenairon, de Plan Nevé et de la Tour donnent des résultats aberrants qu'il faut écarter.

La fig. 40 montre aussi que Martigny est caractérisée par une pluviométrie plus faible et Vernayaz plus forte que dans la région Finhaut-Emosson et qu'au pluviomètre des Marécottes. Ceci vient du fait que la région de Martigny, située au coude du Rhône, correspond à la limite de 2 zones climatiques différentes. L'étude de M. Bouet (1950) sur "la pluie en Valais" permet de se faire une idée de la répartition des pluies dans la région. La zone comprise entre Vernayaz et la Bâtiaz, c'est-à-dire le Mont d'Ottan, est influencée par un régime de précipitations plus semblable à celui de St-Maurice qu'à celui de Martigny. Le passage à la région caractérisée par les pluies de Martigny est très brusque aux environs de la Bâtiaz, et il n'est pas rare d'observer une limite nette des pluies à cet endroit.

L'ensemble de ces données permet de fixer une courbe moyenne de la variation des précipitations avec l'altitude, cette courbe correspondant approximativement avec celle de la région de Finhaut-Emosson. La corrélation permet d'observer que le gradient de pluviométrie avec l'altitude est de 5 cm/hm environ jusqu'à 1000 m d'altitude, et de 19 cm/hm environ vers 2000 m.

La position dans le massif de l'Arpille par rapport aux pluviomètres de Martigny, la Bâtiaz, Vernayaz et les Marécottes permet de corriger la valeur de la pluviométrie en fonction de la situation. L'ensemble de ces données permet de fixer approximativement la position des isohyètes annuelles dans le massif de l'Arpille (fig.41) et de calculer les quantités annuelles moyennes de pluie par bassins hydrologiques.

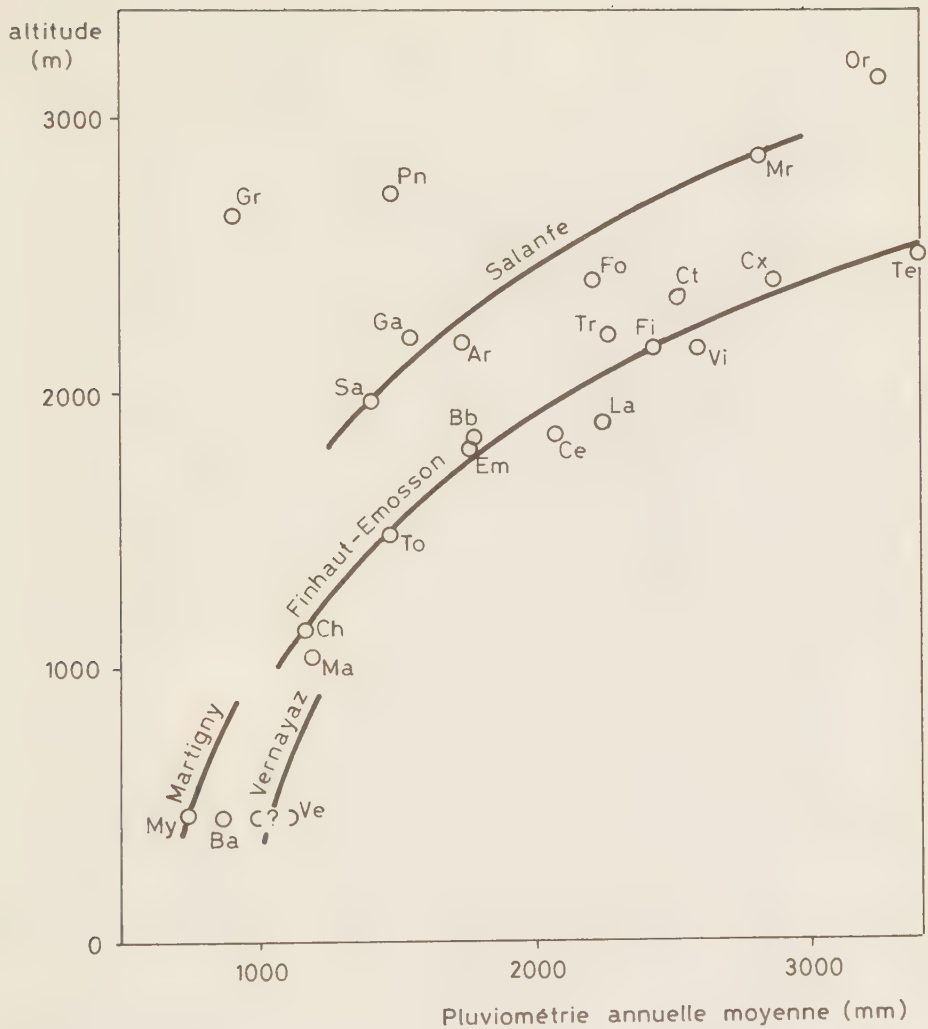


Fig.40. Variation des précipitations avec l'altitude.

Ar	Mine d'arsenic	La	Lac de Barberine
Ba	La Bâtiaz	Ma	Les Marécottes
Bb	Barberine	Mr	Mont Ruan
Ce	Château d'eau	My	Martigny-Ville
Ch	Le Châtelard	Or	Col d'Orny
Ct	La Chaux-Devant	Pn	Plan Nevé
Cx	La Chaux-Derrière	Sa	Montagne de Salanfe
Em	Plateau d'Emosson	Te	Tenneverge
Fi	Pointe de Finive	To	Le Tour
Fo	Fontanabran	Tr	La Tour
Ga	Gagnerie	Ve	Vernayaz
Gr	Col du Grenairon	Vi	Vieux Emosson

Pluviomètres

1500 Isohyètes annuelles moyennes

Cipolins aquifères et leurs Bassins d'alimentation

Gneiss sains et moraines : zones peu ou pas perméables

Gneiss fracturés et éboulis . écoulements peu profonds

Glissements : écoulements profonds

Sources

dureté (°Fr)	faible < 10	moyenne 10-20	élevée > 20
faibles < 5	o	◑	●
moyens 5-30	○	◑	●
élevés > 30	○	◑	●

débits (l/min)

1 Km

P. Blanc : Géologie du massif de l'Arpille

Carte hydrologique

Fig. 41

12.3. Hydrographie

Le seul cours d'eau permanent de la région étudiée est le Trient dont une partie importante du débit est dû à la fonte glaciaire. Ce débit est régulièrement mesuré depuis 1955 à la station hydrométrique située à proximité du village de Trient. Ce cours d'eau peut être sujet à des crues importantes en été. De telles crues ont provoqué de graves inondations dans la région de Vernayaz en 1514, 1748 et 1852.

Malgré la pluviométrie assez abondante sur le massif, il n'y a pas d'autres cours d'eau permanents. On rencontre par contre quelques petites mares souvent situées dans des dépressions d'origine glaciaire et dont l'alimentation est surtout due au ruissellement des eaux de pluie. Parmi ces mares, il faut citer la Gouille Verte qui est la plus importante, les Gouilles de la Preisa, les Gouilles du Coeur et la Gouille du Grand Cadzeu, située entre le Coeur et le Temelet.

12.4. Les sources

Le massif de l'Arpille ne présente guère plus de sources importantes que de ruisseaux. Cette siccité explique les grandes difficultés que les habitants de Ravoire ont eu de tout temps pour se procurer de l'eau pour le bétail. Depuis 1859, ils sont alimentés par une conduite amenant l'eau des sources de la Combasse.

Les débits des sources de l'Arpille n'ont été étudiés quantitativement que depuis quelques années, mais les documents anciens donnent aussi des renseignements précieux sur l'évolution de ces débits. La position des sources que nous avons observées est donnée sur notre carte géologique. Les caractéristiques de débit et de dureté telles qu'elles peuvent être déduites des quelques mesures auxquelles nous avons procédé sont indiquées sur la fig.41.

Il est intéressant de noter que parmi les sources de faible débit, les eaux ont toujours des duretés très faibles (4 à 12° Fr) ou élevées (22 à 35° Fr), mais jamais intermédiaires. Nous examinerons au par.12.5 l'origine de cette distinction.

L'hydrogéologie de la région de Ravoire est surtout caractérisée par ses sources intermittentes décrites par P. Farquet (1940) et dont nous avons déjà parlé au par.11.2. Ces sources qui portent généralement le nom d'"ouillets" sont connues depuis très longtemps. Elles sont particulièrement nombreuses dans la forêt du Salladey, qui domine le Sommet des Vignes, et dans le vignoble lui-même.

Les renseignements sur le régime de ces sources proviennent des observations des habitants de la région. D'après certains, elles auraient une activité approximativement décannuelle et un dicton dit même que "celui qui a vu couler trois fois ces sources a assez vécu". Il semble cependant plus vraisemblable que ces sources soient beaucoup plus actives, et puissent même couler plusieurs fois par année. Elles ne sont pas, comme certains le voudraient, caractéristiques des années sèches, mais peuvent apparaître à n'importe quelle saison.

Les sources intermittentes se remettent en activité de façon très soudaine, avec un débit souvent considérable provoquant un ravinement important. Leur eau est limpide. Elles coulent pendant un temps qui peut varier de quelques heures à quelques mois.

Outre les sources intermittentes dont le débit ne persiste que de façon limitée, il faut aussi signaler les sources dont le débit était suffisamment constant pour qu'elles soient captées, et qui ont disparu brutalement et définitivement. Parmi ces sources, il faut surtout citer celle du Plan des Brantes, au haut des parois du Mont d'Ottan, où les gens de Ravoire venaient chercher l'eau jusqu'au XVIII^{e} siècle.

12.5. Ecoulements souterrains

Les renseignements provenant de l'étude des sources sont complétés par les observations de D. Jamier (1975) dans la galerie de Ravoire. Il est dès lors possible d'interpréter les phénomènes d'écoulement souterrain sur la base de données précises. On est d'emblée amené

à distinguer 4 types d'écoulements qui sont caractérisés essentiellement par la nature des terrains dans lesquels circule l'eau :

- écoulements hypodermiques dans les terrains meubles superficiels
- écoulements dans les fissures de tension des gneiss de la zone décomprimée et de la zone basculée
- écoulements plus ou moins karstiques dans les failles suivant les niveaux de cipolin
- écoulements dans les gneiss broyés à la base des glissements profonds.

Les écoulements hypodermiques circulent sur de courtes distances dans des éboulis ou de la moraine. Ils sont à l'origine de petites sources dont la dureté varie entre 5 et 10° Fr. Cette très faible dureté s'explique par le fait que les eaux de pluie n'ont circulé que sur de faibles distances et dans un milieu très perméable.

Le travail de D. Jamier (1975) a montré que les fissures de tension étaient beaucoup plus fréquentes en surface qu'en profondeur, l'épaisseur de la zone de décompression responsable de cette forte densité étant de quelques centaines de mètres. Cet auteur a en particulier remarqué une recrudescence des suintements à l'approche des sorties dans une zone correspondant à une épaisseur de 100 m environ, alors que la majeure partie de la galerie de Ravoire est très sèche. Nous avons vu aussi au par.II.1 que la frange supérieure de la zone décomprimée présentait des phénomènes de basculement souvent très importants et qui contribuent encore à l'élargissement des fissures. C'est dans cette zone basculée que les écoulements sont les plus importants dans ces roches.

Dans les gneiss décomprimés du massif, les eaux circulent donc de façon homogène dans des fissures de tension assez uniformément réparties, les écoulements correspondant alors plus, à l'échelle régionale, à une perméabilité d'interstices qu'à une perméabilité de fissures. Dans cet ensemble perméable, les cipolins et les failles qui leur sont associées jouent le rôle de drains collectant les eaux

provenant des gneiss situés au-dessus. Cette circulation de l'eau dans ces roches carbonatées explique la dureté élevée (22 à 35° Fr) des sources qui sortent de ces niveaux, dureté très différente de celle des eaux superficielles.

Le rôle important joué par les cipolins pour les écoulements souterrains dans les massifs cristallins a déjà été soupçonné par E. Gagnebin (1916) sur la rive droite du Rhône. La galerie de Ravoire n'a malheureusement pas recoupé de cipolins permettant de confirmer ce phénomène, mais les observations de surface relatives à la position des sources et à la dureté de leurs eaux sont suffisamment significatives.

La galerie de Ravoire est caractérisée sur l'ensemble de son parcours par des suintements très faibles mais assez généralisés dans les fissures. Elle a cependant rencontré des eaux en quantité très importante à la base du glissement de Ravoire, le débit étant de 50 l/s environ. Ces eaux s'écoulent dans la zone très broyée que constitue le plan de glissement du versant de Ravoire.

L'eau qui s'écoule au fond du glissement doit en grande partie en sortir à sa base, dans les matériaux meubles qui remplissent la Combe de Martigny et le bas de la vallée de la Drance. Certaines sources se remarquent d'ailleurs dans cette zone, par exemple aux alentours du village de la Fontaine dont le nom est bien caractéristique.

D'autres sources, par exemple celles de la Combasse, émergent directement dans le versant glissé, à la faveur de zones particulièrement fracturées et perméables. C'est le cas aussi des nombreuses sources intermittentes dont l'irrégularité est probablement le témoin de mouvements du versant.

La figure 42 schématise les différents types d'écoulement dans le massif de l'Arpille. Elle montre de quelle manière ces écoulements se relayent et quelles peuvent être les zones d'alimentation des sources.

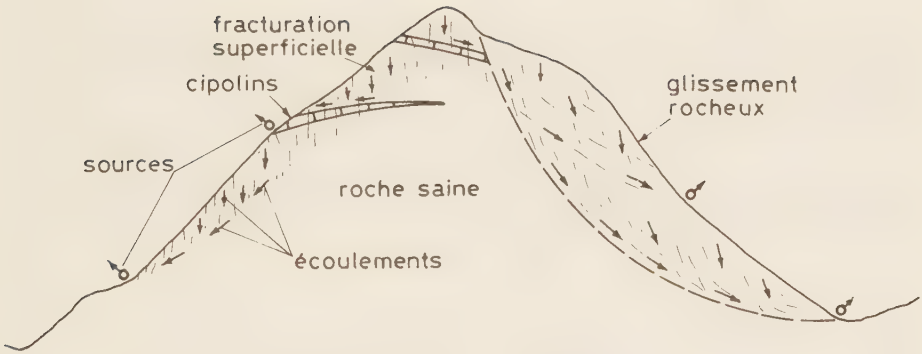


Fig.42. Schéma des écoulements dans le massif de l'Arpille.

13. CONCLUSIONS

Les résultats exposés dans ce mémoire sont le fruit de notre étude du massif de l'Arpille, qui s'est poursuivie de 1966 à 1976. Les observations, tant sur le terrain qu'en laboratoire, ont apporté des données nouvelles non seulement sur la géologie du massif proprement dit, mais aussi concernant le reste du massif des Aiguilles-Rouges. Pour ces massifs, les nouvelles connaissances se rapportent aux domaines suivants :

- Une chronologie des phénomènes tectoniques et métamorphiques qui ont affecté le massif a pu être établie sur la base de l'observation des paragenèses (particulièrement dans les cipolins), des déformations et de leurs rapports réciproques. Cette chronologie montre les effets des orogenèses ancienne (antéhercynienne), hercynienne et alpine, et le rôle des effets tardifs de l'orogenèse hercynienne.

- Les conditions de pression, de température et de chimisme lors des orogenèses ancienne et hercynienne ont pu être plus ou moins précisément déterminées par l'observation de paragenèses typiques dans les cipolins. Ces résultats apportent des données nouvelles sur l'ensemble du massif des Aiguilles-Rouges.

- La structure du massif a pu être déterminée d'après l'observation des fractures principales, de l'orientation de la schistosité et du clivage et de la disposition des affleurements de cipolin. Les observations de surface et en galerie ont permi d'établir des profils géologiques à travers le massif.

- Des phénomènes gravifiques qui affectent une partie importante de la surface du massif ont été mis en évidence par nos observations de surface et en galerie. Ils sont souvent confirmés par des documents contemporains de ces déformations.

- La dynamique des eaux souterraines dans le massif cristallin et dans les terrains de couverture a été déterminée sur la base d'une étude hydrogéologique de surface.

- L'interprétation des datations de roches du massif des Aiguilles-Rouges a été révisée sur la base d'observations pétrographiques relatives à la chronologie des paragenèses observables. En particulier, la présence du zircon étant le plus généralement liée à l'apparition de feldspath potassique, en rapport avec la genèse des massifs granitiques, les datations ont dû être fortement influencées par ces phénomènes récents.

L'importance des glissements postglaciaires que nous avons décrits dans le massif pourrait donner l'impression que la région étudiée est une zone particulière des Alpes. Cependant, nos travaux dans d'autres zones nous ont montré que ces phénomènes étaient très fréquents. Nous voudrions donc que notre travail ne soit pas considéré comme une description d'une région très instable, mais comme une mise en évidence de phénomènes assez généraux dans les Alpes et dont la présence a été jusqu'alors ignorée ou largement sous-estimée.

BIBLIOGRAPHIE

AGASSIZ L. (1838) : Note sur les glaciers.- Bull. Soc. géol. France, 9, 443-450.

ALTHAUS E., NITSCH K.H., KAROTKE E. et WINKLER H.G.F. (1970) : - Neues Jahrb. Mineral Monatsch., 1970, 325-336.

AMBERGER G.F. (1960) : L'autochtone de la partie NW du massif des Aiguilles-Rouges.- Thèse, Genève.

AYRTON S. et BADOUX H. (1966) : Note préliminaire sur la déformation des roches aux environs de Martigny.- Bull. Soc. vaud. Sci. nat., 69/320, 205-213.

BARTH T.E.W. (1952) : Theoretical Petrology.- Wiley, New York.

BELLIERE J. (1957) : Cératophyres dans les schistes cristallins du massif du Mont-Blanc.- C.R. Soc. géol. France, 270-272.

BELLIERE J. (1958) : Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles-Rouges.- Ann. Soc. géol. Bel., Mém. 81, 1-198.

BERTRAND J., CHESSEX., DELALOYE M., LAURENT R. et VUAGNAT M. (1965) : Détermination d'âges "plomb total" sur des zircons de la chaîne alpine.- Bull. suisse Minéral. Pétrogr., 45, 317-326.

BONARD A. (1901) : Etude pétrographique des roches du soubassement cristallin des Dents de Morcles-Dents du Midi.- Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne, 1.

BORDET C. (1961) : Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne.- Mém. Carte géol. France.

BORDET P. (1963) : Déformations anciennes, récentes et actuelles dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises.- Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, 39, 173-198.

BOUET M. (1950) : la pluie en Valais.- Bull. Murithienne Soc. valais. Sci. nat., 67,1-22.

BOURRIT M.T. (1781) : Description des Alpes pennines et rhétiennes.- Bonnant, Genève.

BRAITSCH O. et CHATTERJEE N.D. (1963) : Metamorphe mineralreaktionen in vesuvianführenden paragenesen.- Contr. Mineral. Petrol., 9,353-373.

BRIDEL (1829) : Fragment sur Martigny et la vallée de Bagnes.- Le Conservateur suisse, 9,347.

BUCHS A., CHESSEX R., KRUMMENACHER D. et VUAGNAT M. (1962) : Ages "plomb total "déterminés par fluorescence sur les zircons de quelques roches des Alpes.- Bull. suisse Minéral. Pétrogr., 42/2, 295-303.

BURRI M. (1955) : La géologie du quaternaire aux environs de Sierre.- Bull. Soc. vaud. Sci. nat., 66/289,141-154.

BURRI M. (1962) : Les dépôts quaternaires de la vallée du Rhône entre St-Maurice et le Léman.- Bull. Murithienne Soc. valais. Sci. nat., 78,36-59.

BURRI M. (1974) : Histoire et préhistoire glaciaires des vallées des Drances.- Eclogae geol. Helv., 67/1, 135-154.

CHATTERJEE N.D. (1962) : Vesuvianite - epidote paragenesis as a product of greenschist facies of regional metamorphism in the western Alps.- Contr. Mineral. Petrol., 8, 432-439.

CHESSEX R., DELALOYE M., KRUMMENACHER D., et VUAGNAT M. (1964) : Nouvelles déterminations d'âges "plomb total" sur des zircons alpins.- Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 44, 43-60.

CURRIE K.L. (1971) : The reaction 3 cordierite = 2 garnet + 4 sillimanite + 5 Quartz as a geological thermometer in the Opinicon Lake Region, Onturio.- Contr. Mineral. Petrol., 33, 215-226.

DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1964) : La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents.- Information scientifique, 1,1.

DEVERLIN L. (1937) : Composition minéralogique d'un calcaire à silicates dans la bordure du massif du Bergell. Gisements de Humite sur le territoire suisse.- Actes Soc. helv. Sci. nat., 118, 136-137.

DHELLEMMES R. (1954) : Etude géologique du massif cristallin des Aiguilles-Rouges.- Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, 32, 67-94.

FARQUET P. (1929) : Le Mont d'Ottan près de Martigny.- Bull. Murithienne Soc. valais. Sci. nat., 46, 111-160.

FARQUET P. (1940) : Le Mont Ravoire s/Martigny.- Bull. Murithienne Soc. valais. Sci. nat., 57, 34-89.

FARQUET P. (1953) : Martigny.- Gaillard, Martigny.

FAVRE A. (1848) : Recherches géologiques faites dans les environs de Chamonix en Savoie.- Bull. Soc. géol. France, 215, 260-275.

FAVRE A. (1867) : Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc.- Masson, Paris et Genève.

FAVRE A. (1875) : Compte-rendu de l'excursion du 7 septembre de Chamonix à Martigny.- Bull. Soc. géol. France, 3/3, 798-801.

FORBES J.D. (1843): Travels through the alps of Savoy.- Black, Edimbourg.

FOURNET M. (1846) : Coupe géologique de Martigny à Evionnaz.- Annales Soc. royale agric., Lyon.

GAGNEBIN E. (1916) Les sources du massif de Morcles.- Bull. Soc. vaud. Sci. nat., 51/189, 81-110

GERLACH H. (1871) : Das südwestliche Wallis.- Matér. Carte géol. Suisse, 9.

GREENWOOD H.J. (1967) : Wollastonite : Stability in H_2O-CO_2 mixtures and occurence in a contact-metamorphic aureole neav Salmo, Britisch Columbia.- Amer. Mineralogist, 52, 1669-1680.

GREMAUD J. (1893) : Documents relatifs à l'histoire du Vallais, 6.- Mém. Doc. Soc. Hist. Suisse romande, 37.

GYSIN M. (1962) : Les gneiss de la région Emaney-Barberine.- Arch. Sci. Genève, 15/3, 533-572.

HARKER R.I. et TUTTLE O. (1956) : Experimental data on the PCO_2-T curve for the reaction : Calcite + Quartz = Wollastonite + Carbon dioxide.- Amer. J. Sci., 253, 239-256.

HENSEN B. J. et GRENN (1970) : - Phys. Earth Planet. Interiors, 3, 431-440.

HESS O. (1935) : Die Oberflächenformen des Trienthales.- Thèse Zurich.

HIMMELBAUER A. (1910) : Zur kenntnis der Skapolithgruppe.- S.B. Akad. Wiss. Wien Mat. nat., 119, 115-179.

HIRSCHBERG A. et WINKLER H.G.F. (1968) : Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorit, Cordierit une Almandin bei der Metamorphose.- Contr. Mineral. Petrol., 18, 17-42.

IWASE E. (1940) : On the fluorescence spectrum and composition of scapolite.- Sci. Pap. Inst. phys. chem. Res. Tokyo, 37, 58-64.

JACKLI H. (1970) : La Suisse durant la dernière période glaciaire.- Atlas de la Suisse, Service topographique, 6.

JAMIER D. (1975) : Etude de la fissuration et de la géochimie des eaux profondes dans les massifs cristallins externes.- Thèse, Neuchâtel.

JONGMANS W.J. (1960) : Die Karbonflora der Schweiz.- Matér. Carte géol. Suisse, [n.s.] 108.

JUNG J. et ROQUES R. (1952) : Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophyliennes,. Bull. Serv. Carte géol. France, 50, 1-62.

KANEL von (?) : Pyritvorkommen von Les Cuisons, südlich Le Tretien.- Rapport inédit.

KETTERER E. (1912) : Das Massiv der Arpille und die Kohlenmulde von Salvan.- Thèse, Fribourg.

KLINGELE E. (1972) : Contribution à l'étude gravimétrique de la Suisse romande et des régions avoisinantes.- Mat. Géol. Suisse, série géophys., 15.

KORZHINSKII D.S. (1945) Regularities of the mineral associations in the Archean rocks of Eastern Siberia.- Trudy geol. Inst. Akad. Nauk SSSR, série pétrogr., 61/21.

KRUMMENACHER D. (1959) : Le cristallin de la région de Fully.- Bull. suisse Minéral. Pétrogr., 39, 152-266.

KRUMMENACHER D. et EVERNDEN J.F. (1960) : Déterminations d'âges isotopiques faites sur quelques roches des Alpes par la méthode Potassium-Argon.- Bull. suisse Minéral. Pétrogr., 40, 267-277.

KRUMMENACHER D., BORDET P. et LE FORT P. (1965) : Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques.- Bull. suisse Minéral. Pétrogr., 45, 855-874.

LAURENT R. (1967) : Etude géologique et pétrographique de l'extrêmité méridionale du massif des Aiguilles-Rouges.- Arch. Sci. Genève, 20, 223-354.

LAURENT R., CHESSEX R. et DELALOYE M. (1967) : La méthode géochronométrique du plomb total appliquée à l'étude géologique des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges.- Colloq. Datation Radioact. Congr. Monaco, 371-384.

LAURENT R. et CHESSEX R. (1968) : Considérations sur le Paléozoïque dans les Alpes occidentales.- Eclogae geol. Helv., 61/1, 1-18.

LIOU J.G. (1971) : Synthesis and stability relations of prehnite.- Amer. Minerelogist, 56, 507-531.

LUGEON M. et ARGAND E. (1937) : Notice explicative. Carte géologique "Saxon-Morcles".- Atlas géologique de la Suisse 1:25·000, 485.

LUGEON M. et JEREMINE E. (1913) : Sur la présence de bandes calcaires dans la partie suisse du massif des Aiguilles-Rouges.- Bull. Soc. vaud. Sci. nat., 49, XXIX-XXXI.

LUGEON M. et OULIANOFF N. (1922) : Sur le balancement superficiel des couches et sur les erreurs que ce phénomène peut faire commettre.- Bull. Soc. vaud. Sci. nat., 54/206, 383-390.

LUGEON M. et OULIANOFF N. (1938) : L'alluvion du Rhône valaisan. Essai de détermination de l'épaisseur par méthode électrique.- Bull. Soc. vaud. Sci. nat., 60/247, 151-176.

MARAKUSHEV A.A. (1964) : Analysis of scapolite parageneses.- Geologija rudn. Mestorožd., 2,52-68 et Geochim. Int., 1,114-126.

MAYOR H. (1963-1968) : Route de la Forclaz.- Rapports inédits.

METZ P.W. et WINKLER H.G.F. (1964) : - Naturwiss., 51, 400.

MEUNIER S. (1882) : Excursions géologiques à travers la France.- Masson, Paris.

MEYER J. (1916) : Geologisch-petrographische Untersuchungen am Massiv der Aiguilles-Rouges.- Eclogae geol. Helv., 14/1,46-144.

MISCH P. (1964) : Stable association wollastonite-anorthite, and other calc-silicate assemblages in amphibolite facies crystalline schists of Nanga Parbat, Northwest Himalayas.- Contr. Mineral.Petrol., 10/3, 315-356.

NECKER L.A. (1826) : Sur les filons granitiques et porphyriques et sur le gisement des couches coquillères des montagnes de Sales, des Fizs et de Platet.- Bibl. universelle Sci. etc. Genève, 33.62-92

OULIANOFF N. (1919) : Sur les plis hercyniens du massif d'Arpille.- Bull. Soc. vaud. Sci- nat., 52/P.V., 135-138.

OULIANOFF N. (1929): Sur les relations des amphibolites et du calcaire ancien dans le massif des Aiguilles-Rouges.- Bull. Soc. vaud. Sci. nat., 53/P.V., 8-11.

OULIANOFF N. (1924) : Le massif de l'Arpille et ses abords.- Matér. Carte géol. Suisse, [n.s.] 54/2.

OULIANOFF N. (1928) : Contribution à la connaissance des calcaires des massifs hercyniens des Alpes occidentales,- Bull. Soc. vaud. Sci. nat., 56/221, 633-638.

OULIANOFF N. (1934) : Origine des amphibolites et tectonique des anciens massifs.- Bull. Soc. vaud. Sci. nat., 58/235, 231-236.

OULIANOFF N. (1937) : Superposition des tectoniques successives.- Bull. Soc. vaud. Sci. nat., 59/243, 429-436.

OULIANOFF N. (1943) : Pourquoi les Alpes suisses sont pauvres en gîtes métallifères exploitables.- Bull. Soc. vaud. Sci. nat., 62/260, 287-300.

OULIANOFF N. (1945) : Une contribution à l'histoire du glacier du Trient.- Bull. Soc. vaud. Sci. nat., 63/264, 61-66.

OULIANOFF N. (1951) : Carte géologique "Finhaut".- Atlas géologique de la Suisse 1:25·000, 525.

OULIANOFF N. (1973) : Incidences de la tectonique sur la morphologie : l'exemple du Catogne et de ses abords.- Bull. Soc. vaud. Sci. nat., 71/342, 419-432.

PAREJAS E. (1921) : La géologie du synclinal de Chamonix.- Arch. Sci. Genève, 38/1, 5-12.

PAVLOV D.I. (1962) : Genetichestiye Osobennosti Anzaskogo Zhelezorudnogo Mestorozhdeniya.- Thèse, Moscou.

POLDINI E. (1937) : Carte géologique du massif de Fully. In : LUGEON M. et ARGAND E. : Carte géologique "Saxon-Morcles".- Atlas géologique de la Suisse, 1:25·000, 485.

RAUMER J.F. von (1971) : Das Mont-Blanc-Massiv Altkristallin im Bereich schwacher alpiner Metamorphose.- Bull. suisse Minéral. Pétrogr., 51/1, 193-225.

RAUMER J.V. von (1975) : Unterwallis - Rhoneknie.- Bull. suisse Minéral. Pétrogr., 55/1, 149-154.

RAYMOND J.B. (?) : Carte physique et minéralogique du Mont-Blanc et des montagnes et vallées qui l'avoisinent.- Le Double, Genève.

RAZOUMOVSKY G. de (1784) : Voyages minéralogiques dans le gouvernement d'Aigle et une partie du Valais.- Maurer, Lausanne.

RENEVIER E. (1881) : Compte-rendu de l'excursion aux environs de Martigny.- Bull. Soc. vaud. Sci. nat., 17, XXXI.

RENEVIER E. (1890) : Monographie géologique des Hautes-Alpes vaudoises et parties avoisinantes du Valais.- Matér. Carte géol. Suisse, 16.

SAUSSURE H.B. de (1779) : Voyage dans les Alpes.- Fauche, Neuchâtel.

SCHMIDT C. (1918) : Pyritvorkommen von Les Cuisons bei Salvan.- Rapport inédit.

SCHNEIDERHOHN H. (1952) : Genetische Lagerstätten Gliederung auf Geotektonischer Grundlage.- N.Jb . Mineral. Mschr., 47

SHAW D.M. (1960) : The geochemistra of scapolite.- J. Petrol., 1, 260-285

STEINER A. (1931) : Etude des banquettes glaciaires de la Vallée de Bagnes.- Mém. Soc. vaud. Sci. nat., 3/23/8, 273-311.

STORRE B. (1970) : Stabilitätsbedingungen Grossular-führender Paragenesen im System CaO - Al_2O_3- SiO_2- CO_2 - H_2O.- Contr. Mineral Petrol., 29, 145-172.

STORRE B. et KAROTKE E. (1971) : Fortschr. Mineral., 49, 56-58.

STORRE B. et NITSCH K.H. (1972) : Die Reaktion 2 Zoisit +1 CO_2 = 3 Anorthit + 1 Calcit + 1 H_2O.- Contr. Mineral. Petrol., 35, 1-10.

SUBLET P. (1962) : Etude géologique du synclinal carbonifère de Collonges-Dorénaz.- Eclogae geol. Helv., 55/1, 23-76.

SUNDIUS N. (1916) : Zur Kenntnis das Zusammenhangs zwischen den optischen Eigenschaften und der chemischen Konstitution der Skapolithe. Bull. geol. Instn. Univ. Uppsala, 15, 1-12.

THOMPSON A.B. (1971) : PCO_2 in Low-Grade Metamorphism; Zeolite, Carbonate, Clay Mineral, Prehnite Relations in the system CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 - - H_2O.- Contr. Mineral. Petrol., 33, 145-161.

TOPFFER R. (1844) : Nouvelles genevoises.- Charpentier, Paris.

TROGER W.E. (1952) : Optische Bestimmung der gesteinbildenden Minerale.- Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

ULBRICH H.H. (1973) : Crystallographie Data and refractive indices of scapolites.- Amer. Mineralogist, 58/1, 81-92.

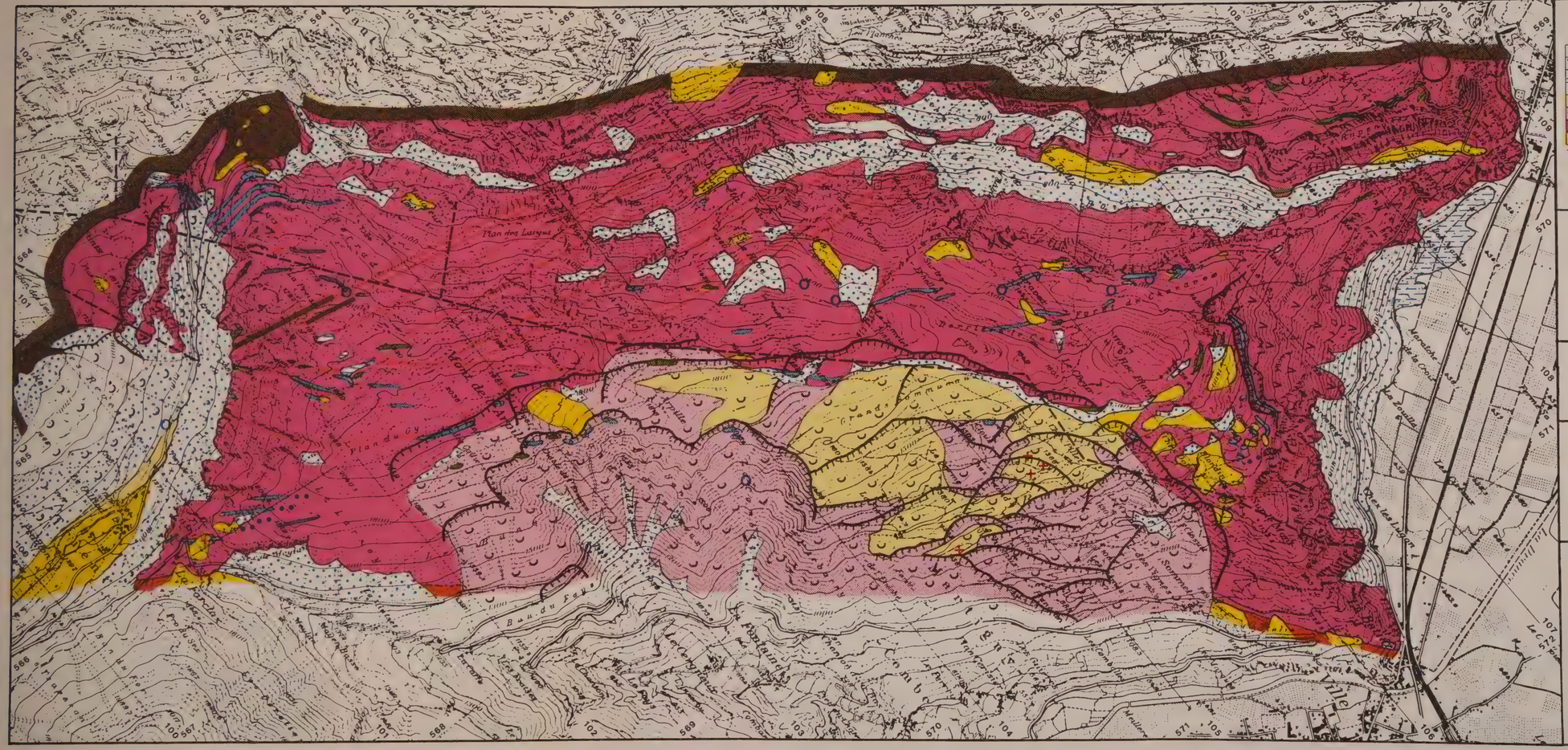
WAGNER J.J. (1970) : Elaboration d'une carte d'anomalie de Bouguer. Etude de la vallée du Rhône de St-Maurice à Saxon.- Matér. Géol. Suisse, série géophys., 9.

WARREN B.D. et MODELL D.I. (1931) : The structure of Vesuvianite.- Z. Kristallogr., 78, 422.

WINCHELL A.N. et WINCHELL H. (1951) : Elements of optical mineralogy.- Wiley, New York.

WINKLER H.G.F. (1965) : La genèse des roches métamorphiques.- Ophrys, Gap.

YPMA P. (1959) : Rejuvenation of ore deposits as exemplified by the Belledonne metalliferous province.- Thèse, Leyden.



LEGENDE

- Alluvions
- Eboulis
- Tourbières
- Glissements
- Moraines glissées
- Gneiss disloqués et glissés
- Massifs rocheux glissés (dits «tassés»)
- Moraines
- Niches d'arrachement
- Blocs erratiques
- Sources
- Schistes cristallins : gneiss divers, principalement gneiss à biotite traversés par de nombreux filons aplitiques et pegmatitiques
- Gneiss à yeux amphibolitiques
- Cipolins
- Amphibolites
- Microdiorites
- Carbonifère
- Synclinal de Chamonix
- Failles
- Galeries

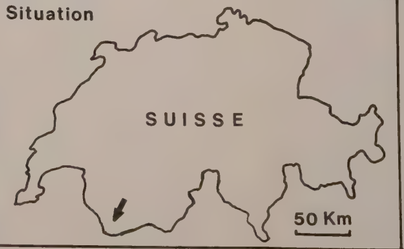
P. Blanc : Géologie du massif de l'Arpille

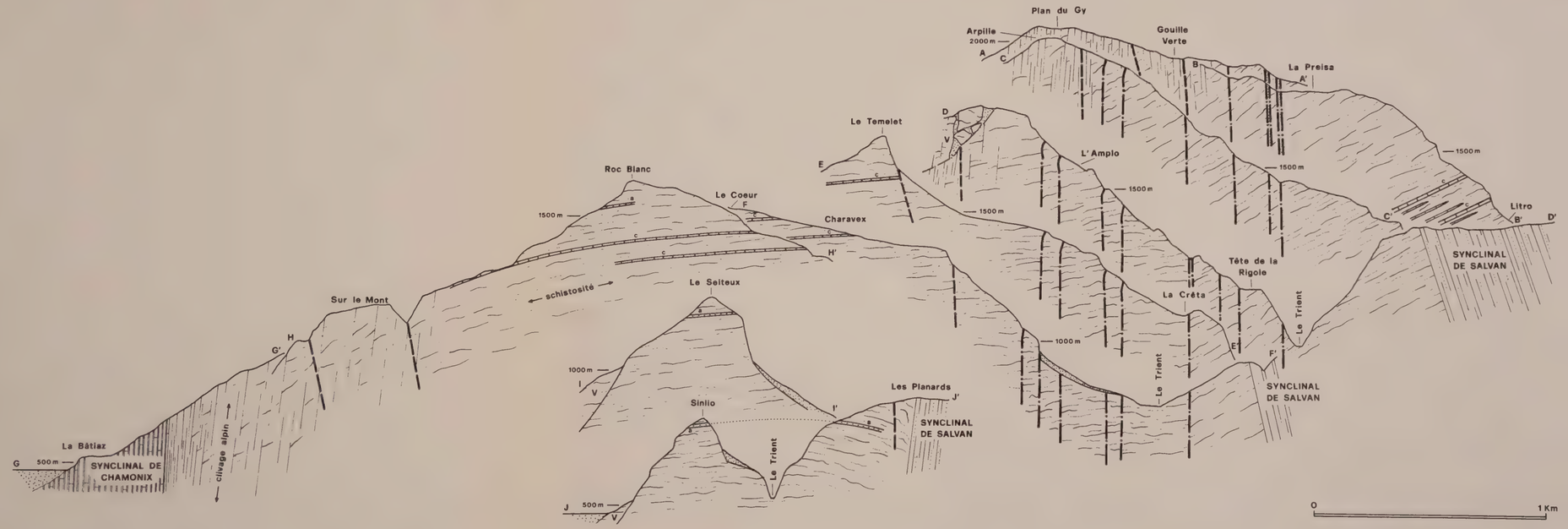
Massif de l'Arpille
Carte géologique

Planche 1

Ech.: 1:25 000

Situation





Gneiss

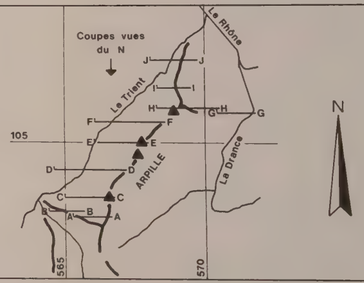
c Cipolins

a Amphibolites

Failles hercyniennes

Failles alpines

Situation



P. Blanc : Géologie du massif de l'Arpille

Coupes géologiques

Planche 2

ACHEVÉ D'IMPRIMER
PAR LES PRESSES CENTRALES DE LAUSANNE
EN NOVEMBRE
MIL NEUF CENT SEPTANTE-SIX